

El skarn de W-Sn del Carro del Diablo (Sistema Central Español)

Por C. CASQUET y F. TORNOS (*)

RESUMEN

El skarn del Carro del Diablo es un tipo desconocido en el Sistema Central Español. Se forma por interacción hidrotermal tardi y postmagmática entre los mármoles dolomíticos de la Serie Inferior y la parte apical del stock granítico de Rascafría-El Paular, aunque también están afectadas por la alteración, el propio granito y un nivel de leucogneis. El proceso, jalonado por episodios breves de deformación frágil, da lugar a skarns en venas y laminas sobre el mármol y reemplazamientos en el granito y leucogneis.

El skarn sobre mármoles es de tipo magnésico con contenidos bajos en Fe y que evoluciona en condiciones de muy baja fS_2 (pirrotina) y fO_2 (grafito). Asimismo, juegan un papel importante el F y B, que pueden alcanzar altas concentraciones en diversos minerales (fluoborita, condroditas, flogopita, fluorita, etc.). Es significativa la existencia de recurrencias cálcicas con idocrasa en la evolución del skarn, con las que se asocian concentraciones significativas de scheelita no molibdénica. El Sn vinculado al skarn magnésico se presenta como estannina (skarn en venas) o casiterita (skarn laminar). Asimismo, son frecuentes los sulfuros asociados a la etapa de temperatura media (pirrotina, calcopirita, esfalerita, loellingita, arsenopirita). El skarn comienza a formarse a temperaturas superiores a la «solidus» del granito (660°C) y continúa hasta temperaturas muy bajas desarrollando microzonaciones que reflejan cambios en la composición del fluido. La presión litostática (probablemente equivalente a la de fluidos) se evalúa entre 2 y 3,5 Kb. (skarn mesozonal).

Los leucogneises se transforman en albititas (ab+cta+esf+ap), sobre las que crecen venas y nódulos de minerales de skarn con zonaciones correlacionables con las de los mármoles. A esta etapa sigue una evolución a tipos greisen poco acentuada.

El granito apical, que es una adamellita peraluminica (bt, ms, and), sufre también una albitización en forma de chimeneas o «pipas». A esta fase sigue una de corrosión ácida con formación de oquedades y precipitación de pirita.

ABSTRACT

The Carro del Diablo skarn is of a type described for the first time in the Spanish Central System. It developed by the late to postmagmatic hydrothermal interaction between dolomitic marbles of the Lower Series and the roof of the Rascafría-El Paular granitic stock, although the granite itself and a leucogneiss body are, also affected by the alteration. The evolution, stepped by short events of brittle deformation, gave rise to vein and laminar-like skarns on marbles and replacements on the granite and leucogneiss.

The skarns on marbles is a Mg-skarn with low Fe contents that evolved under very low fS_2 (pyrrhothite) and fO_2 (graphite) conditions. Furthermore volatiles like F and B played an important role as they may attain high concentrations in some minerals (fluoborite, fluorite, chondrodite, phlogopite, etc.). The existence of calcium overprints with idocrase interrupting the evolution of the Mg-skarn is remarkable, because significant amounts of Mo-free scheelite are associated to it. Sn is linked to the Mg-trend and stannite in the vein-type and cassiterite in the laminar-skarn are quite common. Base metal sulphides precipitated during de medium-temperature stage (pyrrhothite, chalcopirite, sphalerite, loellingite, arsenopyrite) are not rare. The skarn began to form at temperatures above the granite «solidus» (660°C) and continued down to very low temperatures, giving rise to small-scale zonations reflecting changes in the composition of the fluid. Lithostatic pressure (likely similar to fluid's one) is estimated between 2-3.5 Kb (mesozonal skarn).

Leucogneis was transformed into an albitite (albite, chlorite, sphene, apatite). Furthermore, veins and zoned nodules of skarn minerals were formed too in close relation. A low-intensity greisen stage followed.

The granite at the top of the stock is a peraluminous adamellite (biotite, moscovite, andalusite). It also shows a strong albitization along «pipes». An acid leaching stage with formation of cavities and precipitation of pyrite followed.

(*) Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid (3).

INTRODUCCION

La Sierra de Guadarrama, en el Sistema Central Español, hace parte de la Zona Centroibérica de la Cadena Hercínica Española, y está constituida por rocas metamórficas de grado medio y alto y de diferente naturaleza (metasedimentos y ortogneises) que han sido afectadas en profundidad por el metamorfismo y deformación hercínica. Son muy abundantes, además, las intrusiones graníticas mesozonales tardi y postorogénicas de quimismo generalmente peraluminico, consistentes mayoritariamente en adamellitas biotíticas y cordierítico-biotíticas, leucoadamellitas y granitos de dos micas.

La sucesión litoestratigráfica de este sector de la cadena consiste esquemáticamente en dos series (BELLIDO et al., 1981). La estructuralmente inferior (Serie Félica Heterogénea de NAVIDAD y PEINADO, 1976) está compuesta por gneises porfiróides vulcanosedimentarios y subvolcánicos calcoalcalinos de composición intermedia-ácida, metagrauvacas y potentes niveles de mármoles y rocas de silicatos cálcicos asociados. Por encima de esta serie y separada de ella mediante un contacto cuyo significado es todavía problemático, está la Serie Buitrago, definida por CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975) y que se extiende hasta la Falla de Berzosa, accidente tectónico sinmetamórfico que separa el Complejo de Guadarrama del de Somosierra (CAPOTE et al., 1982). Esta serie consiste en gneises migmatíticos, a veces glandulares, subarcócos, gneises esquistosos y esquistos de naturaleza progresivamente más pelítica hacia el techo y con intercalaciones volumétricamente poco importantes de cuarcitas, orto y parafibrolitas, mármoles y rocas de silicatos cálcicos. La complejidad de esta zona profunda de la cadena se ve aumentada por la abundancia de ortogneises de distintas edades y significado.

Los skarns y skarnoides son relativamente frecuentes en los mármoles y rocas de silicatos cálcicos de la Serie Félica en contacto con los granitos tardíos. La importancia petrológica de estas litologías se ha visto reforzada por su posible importancia minera al haberse detectado en ellos concentraciones potencialmente importantes de magnetita, sulfuros, scheelita y casiterita. En este trabajo se estudia precisamente un skarn de tipo W-Sn, como parte de un proyecto más amplio en curso (Tesis doctoral de F. T.) de in-

vestigación petrológico-metalogénica de una serie de skarns tipo en los mármoles de la Serie Inferior.

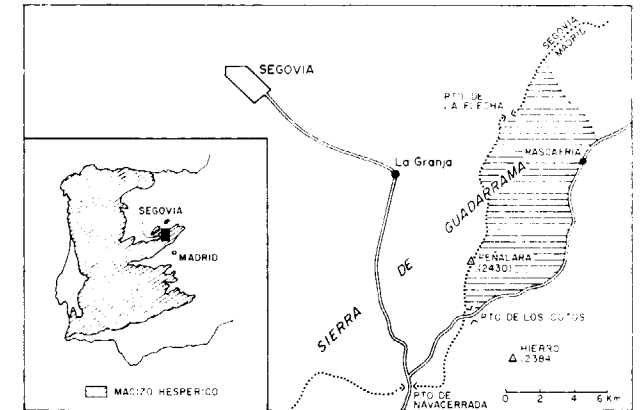


Figura 1.—Situación del área estudiada.

LOCALIZACION Y METODO DE TRABAJO

El skarn del Carro del Diablo se localiza en la ladera oriental del Macizo del Peñalara, a una altitud de unos 1.550 m., en las laderas del valle del Artiñuelo, que desciende desde el Puerto de la Flecha a Rascafría (fig. 1). La situación del skarn se concreta en la figura 2, que corresponde a la geología del área rayada en la figura anterior. El acceso puede hacerse por un camino forestal que sale al NO de Rascafría (Camino al Puerto de Malagosto).

Datos sobre la existencia de mineralogía típica de skarn se tienen desde el trabajo de CARANDELL (1914). Sin embargo, el skarn como tal fue descrito por primera vez por TORNOS (1981) al realizar la cartografía 1/25.000 del área. Posteriormente se realizó una cartografía de detalle a 1/2.000, acompañada por una recogida sistemática de muestras. Los minerales principales han sido analizados con microsonda electrónica (CAMECA MS46 y JEOL50) siguiéndose los métodos de BENCE y ALBEE (1969) y ZAF para su posterior corrección. En algunos casos se ha determinado el flúor siguiendo el trabajo de BIZOUARD et al. (in press), empleando un patrón de fluorita. Los análisis cuantitativos de algunos elementos (W, Sn, Mo, metales base) en roca total se han realizado mediante fluorescencia de rayos X.

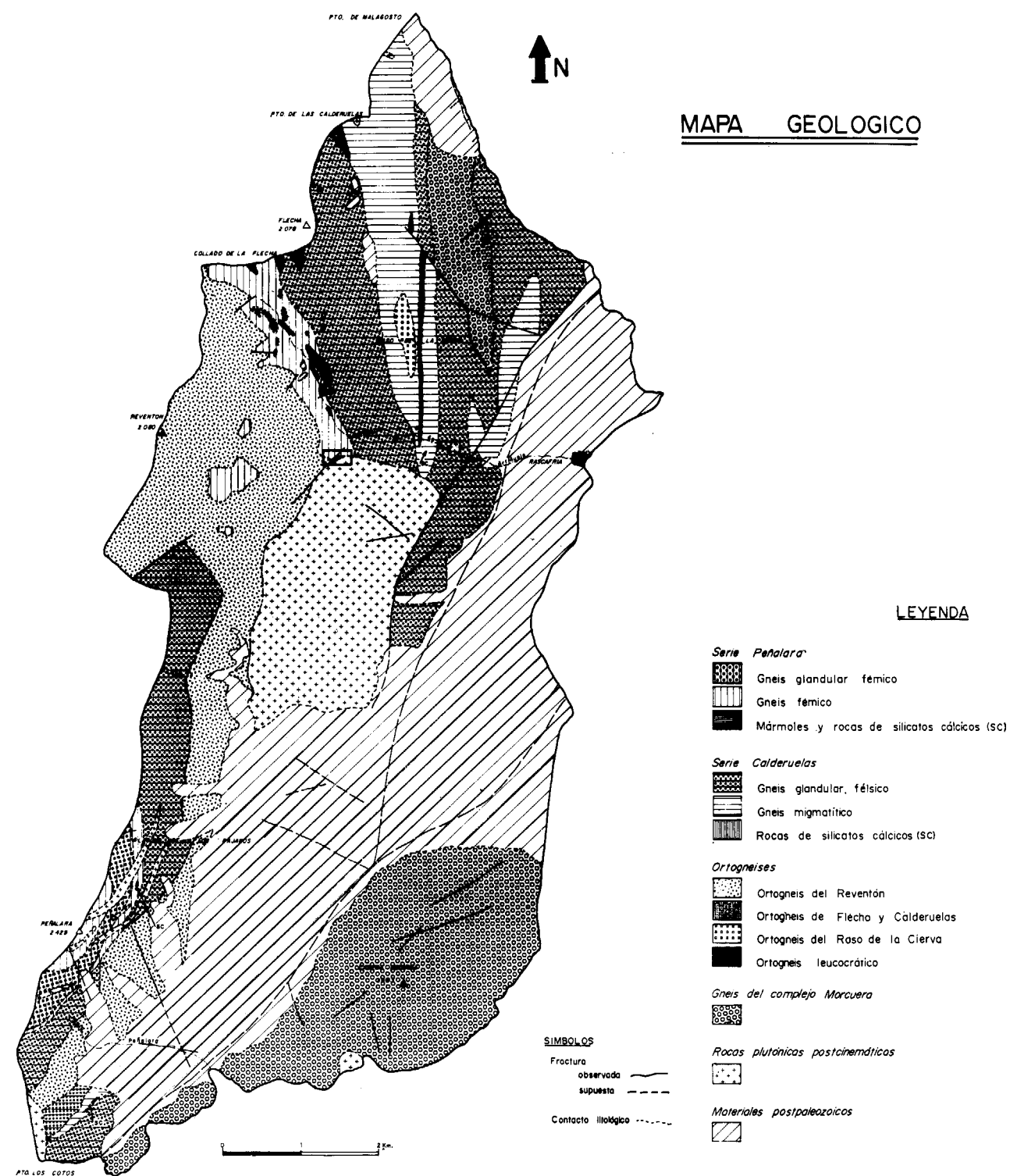


Figura 2.—Encuadre geológico del skarn del Carro del Diablo (TORNOS, 1981).

ENTORNO GEOLOGICO

Encuadre general

El skarn del Carro del Diablo se sitúa en el contacto NO del pequeño stock granítico de Rascafría-El Paular (fig. 2), con los mármoles dolomíticos de la Serie Inferior. Como puede verse, este granito corta no sólo a las rocas más altas de la Serie Inferior, sino también a los materiales basales de la Serie Superior (Series Peñalara y Calderuelas).

Estructuralmente el macizo de Peñalara es un pliegue tumbado de F_2 que repliega estructuras más antiguas (F_1) en una compleja figura de interferencia. Ambas fases son sinesquistas, sin-metamórficas y vergentes al E. Posteriormente hay otras dos fases (F_3 y F_4) de menor importancia regional, que generan también pliegues y fracturas.

El valle alto del Artiñuelo es de gran complejidad, ya que es precisamente la zona de charnela de ese pliegue tumbado, y coincide, a su vez, con el contacto entre las dos series litoestratigráficas definidas anteriormente.

Todas las rocas metamórficas presentan asociaciones minerales de alto grado, dentro de la zona de fto. K+cord+sill con migmatización, con la que culmina el metamorfismo hercínico en la zona profunda del Sistema Central (FUSTER et al., 1974; LÓPEZ RUIZ et al., 1975). Este pico metamórfico corresponde a un régimen intermedio de baja presión, alcanzándose en este sector condiciones de P-T del orden de $780 \pm 50^\circ \text{C}$ y P_L de alrededor de 5 Kb durante F_2 , próximas ya a condiciones granulíticas (CASQUET y TORNOS, 1981). Se conserva, por otro lado, almandino relicto que confirma la existencia demostrada en todo el Sistema Central de gradientes más antiguos de más alta presión (FUSTER et al., *op. cit.*, LÓPEZ RUIZ et al., *op. cit.*).

El stock de Rascafría-El Paular, con el que se relaciona espacial y genéticamente el skarn, es un pequeño plutón de paredes verticales y techo subhorizontal que termina por el este contra la importante falla que limita el Valle del Lozoya. Casi todo el contacto occidental es muy tendido y se realiza con los ortogneises del Reventón, menos en el extremo NO, donde lo hace con los materiales superiores de la Serie Inferior. El borde S está cubierto por depósitos fluvio-glaciares.

Este plutón, estudiado por APARICIO et al. (1973), consiste mayoritariamente en granodioritas y adamellitas biotíticas de grano grueso, a veces algo porfídicas. Hacia sus bordes, y principalmente hacia su zona apical se encuentran facies de grano fino-medio, incluso aplíticas, con composición de leucoaladellitas de dos micas. En los tipos aplíticos abunda, además de la moscovita, la andalucita y son frecuentes las cavidades centimétricas miarolíticas con relleno pegmatítico de cuarzo y moscovita. Aunque las relaciones entre las facies con moscovita y sin ella no están claras, es probable que estas últimas formen intrusiones independientes de la principal emplazadas en la zona de techo del plutón, como lo sugiere la existencia de diques félsicos que cortan a este último.

El granito provoca un metamorfismo de contacto local en los tipos gneísicos, neoformándose andalucita a expensas de sillimanita regional y andalucita, cordierita y opacos a partir de la biotita. En algunos puntos la sillimanita regional permanece estable.

Aparte de una débil esquistosidad de fractura desarrollada localmente en el interior del plutón y que se ha atribuido a una fase de deformación tardía, F_3 , el granito sólo presenta una red de fallas-diaclasas posteriores al emplazamiento del stock que va a controlar el desarrollo espacial del skarn. Esta red es semejante, tanto en el granito como en la roca de caja (APARICIO et al., 1973). Así, aparecen dos sistemas bien definidos de diaclasas formadas por dos series conjugadas: el primero lo forman las series N-S y E-O; el segundo, mejor desarrollado, corresponde a las direcciones 150°E y $60-70^\circ \text{E}$, existiendo direcciones intermedias peor desarrolladas.

Aspectos locales

La geología de detalle, a escala 1/2.000 aproximadamente, en torno del skarn del Carro del Diablo, se representa en la figura 3, y corresponde, como se ha dicho, al borde NO del stock granítico. En el corte geológico se observa que las transformaciones se han realizado en una cuña de roca encajante cuyo contacto con el granito muestra una geometría irregular, que pasa de subhorizontal en el saliente próximo al Carro del Diablo, a fuertemente inclinado hacia el NO, correspondiendo probablemente al comienzo de la pared del plutón.

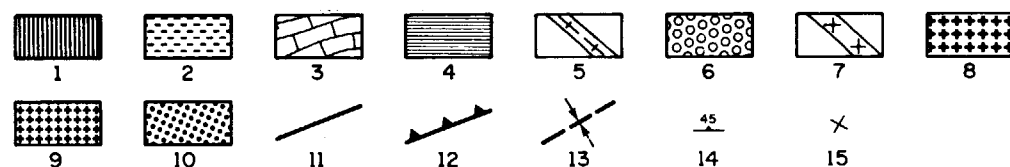
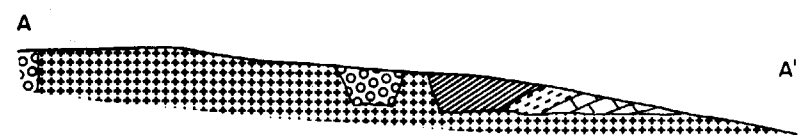
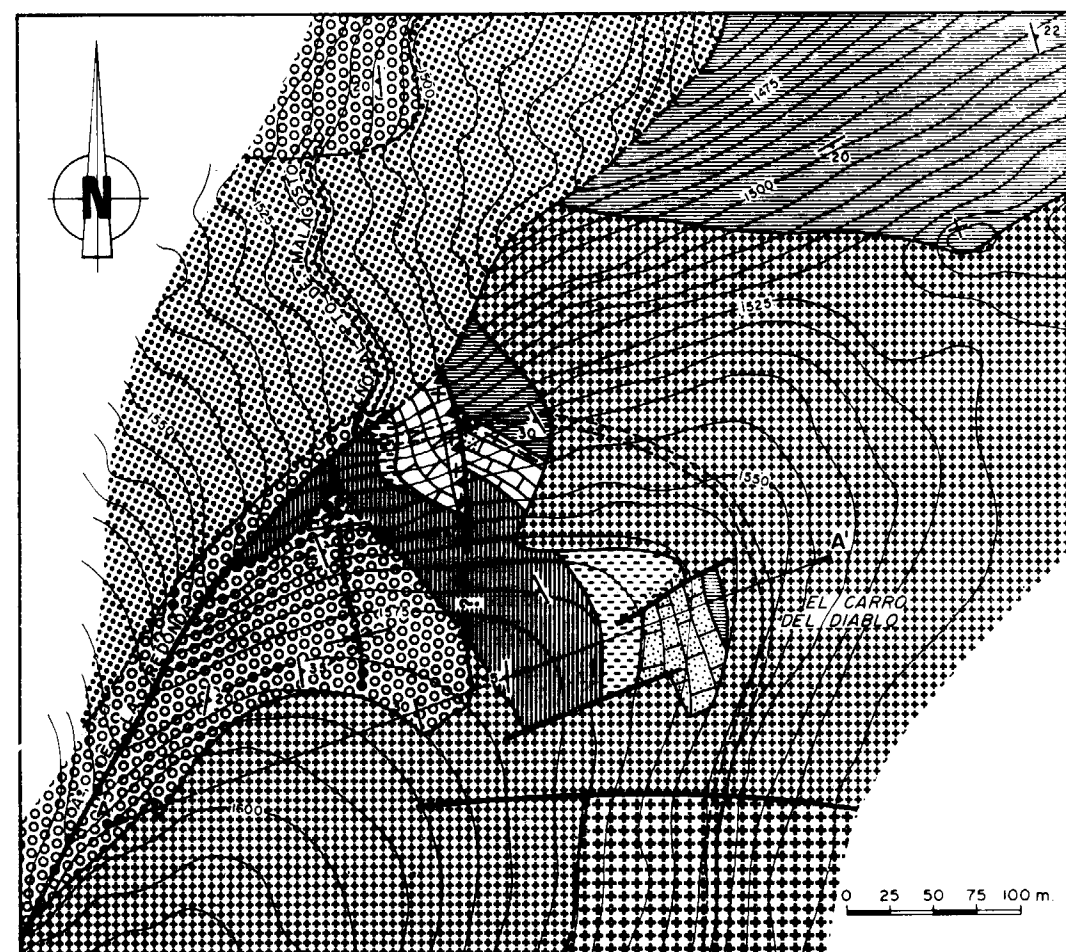


Figura 3.—Esquema geológico del skarn del Carro del Diablo: 1. Esquistos félicos Serie Inferior.—2. Rocas de silicatos cálcicos.—3. Mármoles dolomíticos.—4. Gneises glandulares migmatizados. Base Serie Superior.—5. Leucogneises.—6. Ortogneis glandular del Reventón.—7. Apófisis graníticas cataclásticas.—8. Adamellititas y leucoadamellititas de dos micas apicales. Stock del Carro del Diablo.—9. Adamellititas biotíticas. Facies dominante del stock.—10. Recubrimientos periglaciares.—11. Falla.—12. Cabalgamientos.—13. Anticinal.—14. Dirección y buzamiento de capas clinadas.—15. Capas horizontales.—Punteado fino: zonas eskarnificadas.

DESCRIPCION DEL SKARN

Tipos de alteración

Con el nombre de skarn del Carro del Diablo incluimos de forma amplia un conjunto de transformaciones químicas, mineralógicas y texturales que afectan a varios tipos de rocas junto al contacto con el granito, como resultado de la actividad hidrotermal que acompaña al enfriamiento de éste.

Estas litologías son, por un lado, las rocas inicialmente calcomagnéticas (mármoles y rocas de silicatos cálcicos) y por otro, rocas silíceo-alumínicas (leucogneis y el propio granito), cuya naturaleza condiciona el tipo de alteración resultante.

Así, sobre los mármoles y rocas de silicatos cálcicos se instala un complejo exoskarn. En el granito, por el contrario, la alteración postconsolidación se localiza en conductos cilíndricos apicales donde la roca experimenta una intensa alteración hidrotermal tipo albitita-greisen. En el leucogneis se observa un tipo de alteración mixta con desarrollo de un periskarn (en el sentido de ZHARIKOV, 1970) y reemplazamientos tipo albitita semejantes a los del granito.

No se han detectado, en superficie, alteraciones significativas de las restantes litologías aflorantes.

La mayor intensidad de las alteraciones se observa en las zonas punteadas en la figura 3, al E de la falla inversa y coincidentes con el techo de la intrusión, o zonas próximas al mismo. Por otro lado, y como veremos, hay un importante control tectónico de la alteración por la red de fracturas.

Skarn sobre mármoles

Los mármoles, de tipo dolomítico, han experimentado un metamorfismo regional de alto grado al que se superpone un metamorfismo de contacto prácticamente isoquímico junto al granito y que no modifica las asociaciones minerales regionales (cc, do, chu, flog, fo, mt)*.

(*) ab: albita, anf: anfíbol, ap: apatito, apy: arsenopirita, bn: bornita, cc: calcita, cl: clorita, cond: condrita, cord: cordierita, cpx: clinopiroxeno, cpy: calcopirita, chu: clinohumita, esf: esfena, flog: flogopita, fluo: fluorita, fo: forsterita, fto K: feldespato potásico, graf: grafito, loe: loellingita, hm: hematites, mt: magnetita, po: pirrotina, py: pirita, ps: pistacita, Q: cuarzo, sch: scheelita, ser: sericita, sill: sillimanita, sph: esfalerita.

Por el S el granito proyecta una protuberancia vertical que corta a los ortogneises metagraníticos del Reventón (TORNOS y CASQUET, 1982). El borde N del plutón, que en la zona cartografiada contacta con los gneises basales glandulares-migmatíticos de la Serie Superior, es también vertical con tendencia a ponerse bruscamente horizontal en los lugares topográficamente más altos. Tanto el granito como el encajante terminan bruscamente contra la falla del Arroyo de la Redonda.

La serie metamórfica en contacto con el granito está invertida tectónicamente y presenta de techo a muro la sucesión siguiente, que puede observarse perfectamente en el camino al Puerto de Malagosto (fig. 3):

1) Gneises glandulares heterogéneos migmatíticos (base de la Serie Superior) consistentes en glándulas proterógenas de feldespato potásico de 2-3 cm. en una mesostasia gneísica-embrechítica con biotita, plagioclasa, sillimanita, cordierita y a veces granate.

2) Nivel de leucogneis: Se trata de un ortogneis de grano fino y muy félsico formado por cuarzo, microclina, oligoclasa ácida y biotita.

3) Mármoles dolomíticos de color gris claro y granoblásticos, constituidos por calcita, dolomita, forsterita, clinohumita, espinela verde (pleonasto), flogopita y magnetita.

4) Rocas de silicatos cálcicos, con texturas granoblásticas y bandeado centimétrico composicional relicto de la primitiva estratificación. Mineralógicamente bastante variadas, están constituidas mayoritariamente por clinopiroxeno y combinaciones de flogopita, microclina, plagioclasa y cuarzo.

5) Esquistos negros corneánicos metagrauáquicos formados por un agregado granoblástico de cuarzo y oligoclasa, con sillimanita y biotita definiendo la foliación, cordierita en porfidoblastos poiquilíticos orientados según una lineación y granate relicto almandínico.

6) Ortogneis glandular del Reventón: Procede de un granito porfídico, está compuesto por glándulas muy homométricas de feldespato potásico en una mesostasia foliada-embrechítica de cuarzo, oligoclasa, feldespato potásico, biotita y sillimanita, siendo frecuentes las zonas movilizadas de tipo nebulítico resultantes de una migmatización avanzada.

Para una descripción más detallada de las litologías de este sector véase TORNOS (1981).

Sobre estos mármoles se forman dos tipos estructurales de skarn, que hemos denominado skarn en venas y skarn laminar, con importante control tectónico.

a) Skarn en venas

Consiste en reemplazamientos del mármol a lo largo de un retículo de fracturas (figs. 4 y 5) de direcciones dominantes:

- 1) 70 a 80° E y buzamiento de 70° S.
- 2) 130 a 170° E, según el punto, y subverticales.
- 3) 20° E y buzamiento 70° SE.

Las dos primeras corresponden, como se ha dicho, al sistema mejor definido en el granito y en el encajante.

Estas venas, de espesor incluso decimétrico, están constituidas generalmente por una zona central de grandes prismas de hasta varios centímetros de clinopiroxeno diopsídico (anal. 1, cuadro I) (*) entrelazados y con algo de calcita y flogopita accesorias. En las cavidades intersetales aparecen rellenos de minerales posteriores; tremolita uralítica, flogopita muy magnésica (anal. 10) y serpentina (anal. 24), que localmente crecen sobre el piroxeno (fig. 6).

Las venas avanzan hacia los bordes por reemplazamientos del mármol, siendo en la zona frontal los granos de clinopiroxeno de menor tamaño y encontrándose la forsterita serpentinizada.

Estas venas piroxeníticas son, a su vez, la roca de caja de un segundo tipo de reemplazamientos que ocupan pequeñas grietas de tensión con anchuras de hasta 2-3 cm. y longitudes variables, y que muestran una zonación consistente en (figuras 7 y 8):

- 1) Un núcleo de idocrasa (anal. 7) con texturas en haces entrelazados con la que se asocian grandes granos de scheelita (hasta 5 mm., sch I) (figuras 8 y 9) con bordes redondeados y ameboides, cantidades accesorias de calcita y un granate anisótropo rojizo. Asociados a esta fase se observa la presencia de esfalerita en masas alotriomorfas con contenidos en Fe relativamente alto (9 por 100) y sobre todo Cd (6-7 por 100) (anal. 8 y 9, cuadro II), en relación espacial con la schee-

lita, y de pirrotina (anal. 13 y 14) en pequeñas masas irregulares.

Normalmente los prismas de idocrasa están deformados (curvatura, extinción ondulante, fracturas) y a veces se observa en los bordes de la zona un ribete de idocrasa II muy deformada reemplazada por clinopiroxeno. En la interfase entre el núcleo y el ribete de idocrasa+clinopiroxeno tiene lugar una sustitución posterior por clinzoisita (anal. 17), posible pumpellita y fluorita.

- 2) Sobre la zona central de idocrasa avanza por reemplazamiento una zona de glimmerita constituida mayoritariamente por flogopita algo más rica en Fe que la de las venas (anal. 11), una segunda generación de granos de scheelita muy pequeños de bordes también corroídos (sch II, 0,1-0,5 mm.), agregados palmeados de una mica cálcica, tipo clintonita, y abundantes sulfuros; esfalerita, calcopirita, estannina y pirrotina.

La esfalerita se encuentra en granos de pequeño tamaño, en parte de los cuales aparecen inclusiones de calcopirita en «gotas». La presencia de estas gotas de calcopirita (~ 8 por 100 volumen total) sin pirrotina asociada se interpretan en este caso como una textura producto de la cristalización simultánea y no de exolución, ya que trabajos experimentales recientes (MoH, 1975, y HUTCHINSON y SCOTT, 1981, fundamentalmente) demuestran que la cantidad de calcopirita, en ausencia de pirrotina, soluble en la esfalerita no llega al 1,25 por 100 a 625°C.

La estannina es la fase portadora del Sn en el skarn en venas y se encuentra siempre en la interfase entre calcopirita y esfalerita. Son pequeñas masas alotriomorfas con fuerte sustitución $\text{Fe} \rightleftharpoons \text{Zn}$ (30 por 100 kesterita, anal. 10 y 11), sin que se hayan detectado texturas de exolución (MoH, 1975, β estannina ss.).

La pirrotina se encuentra en masas irregulares tempranas, mientras que la calcopirita es tardía.

La alteración supergénica de esta paragénesis metálica da lugar a la aparición de casiterita y calcopirita a expensas de la estannina, «producto intermedio» a partir de la pirrotina y grandes placas de covellina (con hasta un 1 por 100 Ag, anal. 12) asociada a la calcosina y sustituyendo a esfalerita y calcopirita.

(*) Los análisis de minerales translúcidos van referidos al cuadro I y los de los minerales opacos al cuadro II.

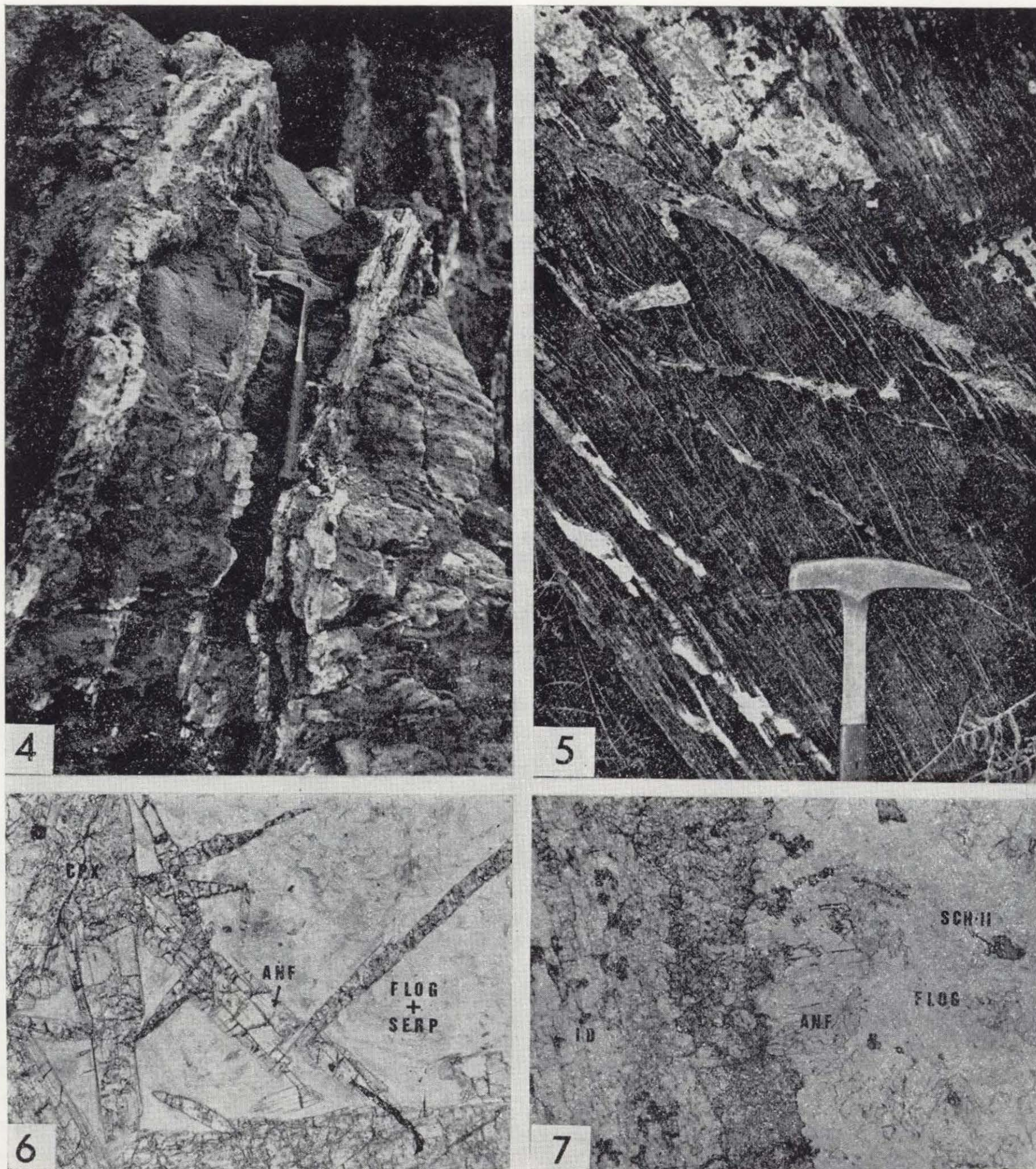


Figura 4.—Aspecto macroscópico del skarn en venas sobre el mármol dolomítico.

Figura 5.—Aspecto conjunto del skarn en venas y skarn laminar sobre el mármol dolomítico.

Figura 6.—Skarn en venas: Intercrecimientos de cristales de diópsido transformados a anfíbol y cavidades interser-
tales de minerales de baja temperatura. 67566. LP. $\times 40$.

Figura 7.—Skarn en venas: Aspecto de los reemplazamientos zonados en grietas de tensión, S-28. LN. $\times 40$.

CUADRO I

	cpx				gr		id			flog			condr			clint
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	55.02	52.46	54.63	52.84	39.07	37.79	35.79	36.56	36.24	42.77	42.64	41.44	33.22	34.88	33.87	20.25
Al ₂ O ₃	0.21	0.39	0.24	0.11	20.83	20.54	17.90	17.23	16.48	11.85	11.70	15.98	-	-	0.03	34.53
FeO	0.63	9.43	8.23	1.37	4.50	3.94	2.97	3.85	3.31	1.49	3.86	1.19	1.21	3.00	4.65	0.71
MnO	-	-	-	-	0.23	-	-	-	-	-	-	-	0.15	0.42	0.57	-
MgO	17.84	12.42	13.08	18.47	0.06	0.05	2.20	2.06	1.74	26.71	23.36	25.80	52.48	53.19	49.31	20.43
CaO	25.22	25.37	24.63	23.74	36.97	37.50	37.65	36.79	35.41	-	-	0.06	0.05	0.08	0.07	12.64
Na ₂ O	-	0.08	0.05	0.03	-	-	-	0.10	0.07	tr.	0.10	0.24	-	-	-	0.20
K ₂ O	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-	10.61	10.25	9.87	-	-	-	-
TiO ₂	0.02	-	-	-	0.34	-	-	0.91	2.70	tr.	-	-	-	-	-	-
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2.74	n.d.	n.d.	n.d.	4.72	1.82	5.41	6.47	4.35	1.39
Total	98.93	100.16	100.87	96.57	102.00	99.82	98.09	97.10	95.65	93.43	96.63	95.63	90.25	95.32	91.02	89.54
Ox.eq.	6	6	6	6	12	12	78	78	78	22	22	22	9	9	9	11
Si	2.01	1.98	2.02	1.98	5.85	5.79	18.70	18.92	18.97	6.10	6.23	5.88	2.05	2.07	2.09	1.52
Al	0.01	0.02	0.01	-	3.67	3.71	11.02	10.51	10.17	1.99	2.01	2.64	-	-	-	3.06
Fe ²⁺	0.02	0.30	0.25	0.04	-	-	1.30	1.67	1.45	0.18	0.47	0.14	0.06	0.15	0.24	0.04
Fe ³⁺	-	-	-	-	0.51	0.45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	0.03	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.02	0.03	-
Mg	0.97	0.70	0.72	1.03	0.01	0.01	1.71	1.59	1.36	5.67	5.08	5.38	4.83	4.69	4.54	2.29
Ca	0.98	1.02	0.97	0.95	5.92	6.16	21.07	20.39	19.85	-	-	0.01	-	0.01	-	1.02
Na	-	0.01	-	-	-	-	-	-	0.07	-	0.03	0.07	-	-	-	0.03
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.93	1.91	1.76	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	0.04	-	-	0.35	1.06	-	-	-	-	-	-	-

	ep.			anf.				serp.	cl.		
	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	44.32	39.73	39.01	41.16	58.60	59.10	35.37	44.63	28.16	29.16	24.53
Al ₂ O ₃	24.72	29.39	29.07	14.55	0.68	0.30	12.68	0.79	22.08	21.43	19.12
FeO	-	6.74	6.62	10.19	3.06	1.76	3.21	2.87	12.66	0.90	25.22
MnO	-	-	-	0.60	-	-	0.77	-	0.56	-	1.24
MgO	-	0.04	0.02	13.41	22.72	24.73	1.79	39.01	22.06	27.84	13.88
CaO	28.45	23.55	23.71	13.34	12.73	12.80	27.41	0.07	-	0.05	-
Na ₂ O	-	-	-	2.57	0.45	0.37	0.30	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	1.36	0.27	0.17	0.02	-	-	-	-
TiO ₂	-	-	-	0.11	-	-	4.64	-	-	-	-
F	n.d.	n.d.	n.d.	2.13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	97.49	99.45	98.43	98.53	98.52	99.23	86.18	87.36	85.51	79.38	84.00
Ox.eq.	25	25	25	23	23	23	7	28	28	28	
Si	6.81	6.05	6.01	6.11	7.97	7.94	2.07	5.66	5.90	5.47	
Al	4.48	5.27	5.28	2.55	0.11	0.05	0.04	5.23	5.11	5.02	
Fe ²⁺	-	-	-	1.27	0.35	0.20	0.11	2.13	0.15	4.70	
Fe ³⁺	-	0.77	0.77	-	-	-	-	-	-	-	
Mn	-	-	-	0.08	-	-	-	-	-	-	0.23
Mg	-	0.01	-	2.97	4.60	4.95	2.69	6.61	8.39	4.61	
Ca	4.68	3.84	3.91	2.12	1.85	1.84	-	-	0.01	-	
Na	-	-	-	0.74	0.12	0.10	-	-	-	-	
K	-	-	-	0.26	0.05	0.03	-	-	-	-	
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

Skarn en venas: 67566 (n°1, 10 y 24), 73466 (n°7, 11, 17, 20 y 25)
Skarn laminar: 73467 (n°12, 13, 14, 15, 16 y 26)
Skarn sobre roca de silicatos cálcicos: Artiñuelo, 51938 (n°5, 6, 8 y 23). Pájaros, 71346 (n°3, 9, 18 y 19).
Endoskarn S-43 (n°27), S-44 (n°4, 21 y 22).
En las fórmulas estructurales no se ha tenido en cuenta el F. En los granates y epidotas el Fe es como Fe₂O₃.

CUADRO II

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	apy I	apy II	apy III	cpy I	cpy II	cpy III	cpy IV	sch I	sch II	st I	st II	cov	po I	po II
S	18.02	18.33	18.12	33.58	33.55	34.01	33.80	32.69	31.99	28.62	29.37	31.42	37.29	37.60
As	47.47	47.11	47.12	0.21	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	33.71	33.94	34.76	28.69	28.90	29.57	29.41	9.26	9.44	11.11	11.38	0.19	60.35	59.97
Zn	-	-	-	-	-	-	-	51.28	50.42	3.36	3.50	0.29	-	-
Cu	-	-	-	34.15	35.33	35.07	34.75	-	-	28.90	28.26	65.60	-	-
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.16	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	26.61	27.20	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-	6.70	7.54	-	-	-	-	-
Total	99.19	99.39	100.00	96.64	97.78	98.65	97.95	99.93	99.40	98.60	99.70	98.65	97.64	97.57
Fórmulas estructurales														
S	31.24	31.61	31.11	49.84	49.36	49.51	49.55	50.17	49.69	49.14	49.74	48.25	51.83	52.20
As	35.21	34.78	34.62	0.13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	33.54	33.61	34.27	24.65	24.41	24.72	24.75	8.16	8.42	10.95	11.07	0.17	48.17	47.80
Zn	-	-	-	-	-	-	-	38.61	38.41	2.83	2.91	0.22	-	-
Cu	-	-	-	25.27	26.23	25.77	25.70	-	-	25.05	24.15	50.84	-	-
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.53	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12.03	12.13	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-	3.06	3.48	-	-	-	-	-
Skarn laminar: S-30 (n°1, 2, 3, 4)														
Skarn en venas: S-28 (n°5, 6, 7, 8, 9, 10, 11 y 12) S-29 (n°13 y 14)														

El límite entre la zona de la idocrasa y la glimmerita es siempre neto, aunque pueden observarse sustituciones más difusas de la idocrasa y scheelita I por flogopita, a manera de manchas, dentro de la propia zona central. En este caso la scheelita I presenta una textura relicta con bordes fuertemente corroídos que indican su disolución.

3) A la formación de la glimmerita sigue una nueva fase de fracturación con reemplazamientos de clorita (clinocloro, anal. 25) y calcita a lo largo de fisuras que cortan a bajo ángulo las dos zonas anteriores y que afectan a todos los minerales previos. También se observan reemplazamientos en zonas puntuales.

4) Finalmente, se observan grietas muy oblicuas con respecto a la anterior con relleno de cubos de fluorita.

La sucesión de reemplazamientos descrita, y que se observa en las venas de clinopiroxena,

es indicadora de la evolución temporal del skarn, y parece estar jalonada por breves episodios de deformación frágil, con los que parece limitarse cada etapa de reemplazamientos. El mármol encajante de las venas piroxeníticas no experimenta cambios mineralógicos significativos, a excepción de la serpentización del olivino en el inmediato contacto.

b) Skarn laminar

Este tipo de skarn ha sido observado principalmente en el retazo situado a techo del granito, constituyendo una banda de límites imprecisos (unos 2 m.), paralela a la falla más meridional de las que afectan al contacto con el mismo. También se observa accesoriamente en otros puntos, probablemente en relación con fracturas menores.

Consiste este skarn (fig. 5) en una alternancia rítmica de vénulas oscuras de 1-2 mm. de espe-

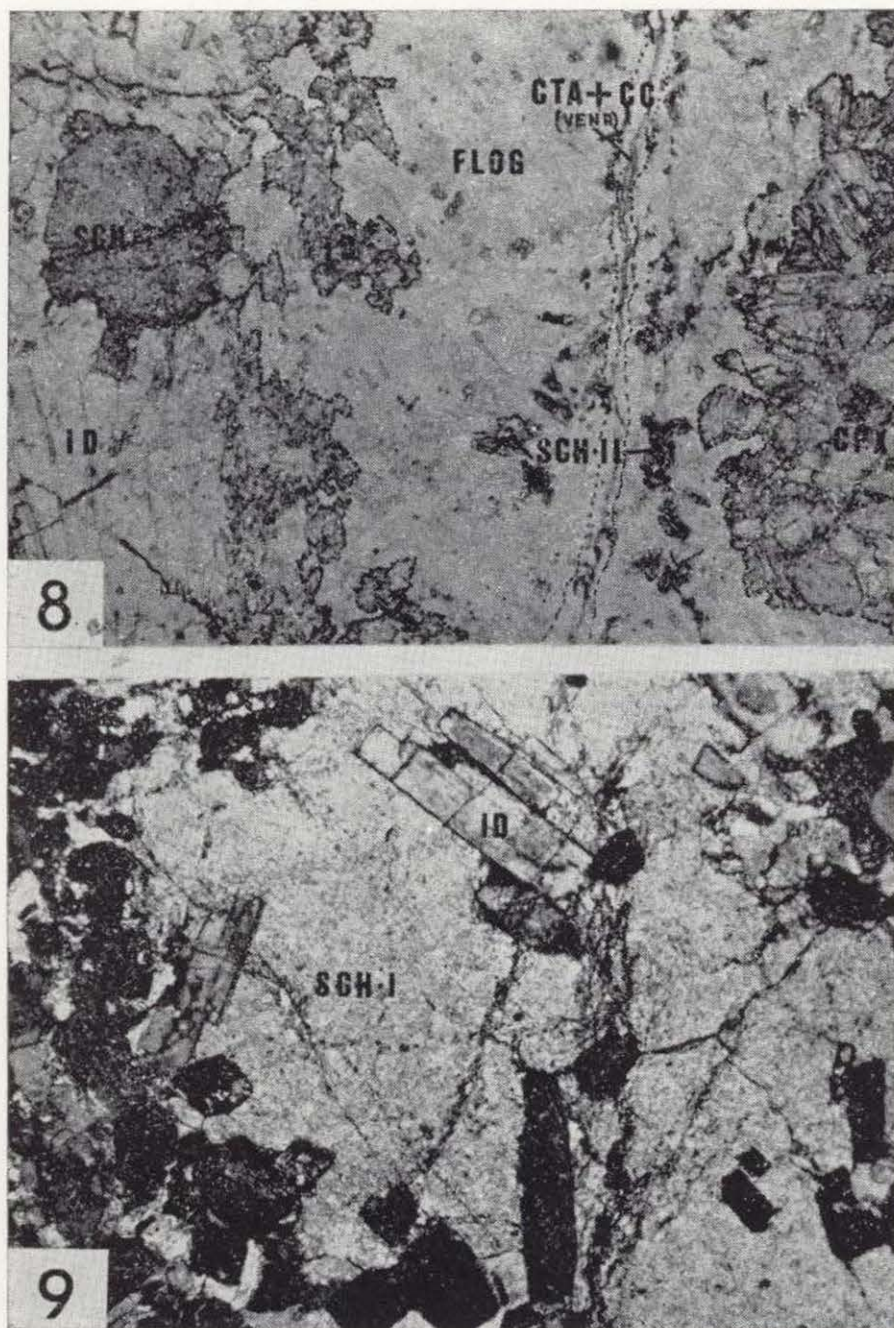


Figura 8.—Skarn en venas. Aspecto de los reemplazamientos zonados en grietas de tensión. S-28. LN. $\times 40$.

Figura 9.—Skarn en venas: Cristal de scheelita I englobando poiquiloblásticamente prismas idiomorfos de idocrasa. S-29. LP. $\times 100$.

sor y capas de 0,5-0,8 cm. con aspecto de mármol de grano fino de color gris claro, con gran continuidad lateral y paralelismo aparente. En detalle, se observa una cierta sinuosidad de las venas y bifurcaciones e intersecciones a lo largo de su recorrido. Esta laminación es perpendicular aquí a la estratificación.

Pese a su apariencia uniforme, se observan distintos tipos de vénulas incluso a nivel de preparación, mostrando sustitución de sus asociaciones minerales por otras a lo largo de su trazado. Se han observado las siguientes asociaciones, que se exponen en sentido cronológico:

1) Venas de clinopiroxeno con flogopita accesoria.

2) Venas de condrodita incolora (condr. II, $\text{FeO}=3$ por 100, anal. 14), también con flogopita accesoria y abundante grafito.

3) Venas y reemplazamientos de las dos anteriores, consistentes en flogopita masiva (glimmerita) ($\text{FeO}=1,19$ por 100, anal. 12), condrodita amarillo-anaranjada (condr. III, $\text{FeO}=4,65$ por ciento, anal. 15), clintonita en haces palmeados (anal. 16), abundante scheelita en granos anhedrales de unos 1-2 mm., casiterita parda idiomorfa, grafito y sulfuros (fig. 10). Estos últimos consisten en loellingita, arsenopirita, pirrotina, esfalerita y calcopirita.

La loellingita se ha encontrado únicamente en masas irregulares dentro de los cristales idiomorfos de arsenopirita y separada de la pirrotina (fig. 11). Los cristales de arsenopirita son variablemente cataclásticos y no presentan zonación apreciable, por lo que se puede suponer un intervalo de crecimiento con relativamente pocas variaciones fisicoquímicas del medio (KRETSCHMAR y SCOTT, 1976). Característica a destacar de esta arsenopirita es la alta relación As/S (2,57-2,61), encontrada únicamente en raros ambientes muy desulfurados (KRETSCHMAR y SCOTT, op. cit.)

Esta compleja asociación forma venas independientes que reemplazan lateralmente al tipo 1, y también se observan como reemplazamientos en las venas de tipo 2, dando lugar a una microzonación transversal.

4) Cloritización que afecta a todos los minerales, pero que tiende a instalarse en las venas zonadas tipo 3 en la interfase entre ambas zonas.

5) Finalmente, y discordantes con la venulación anterior, hay fisuras rellenas de fluorita (figura 12).

Los niveles claros entre las vénulas corresponden al mármol huésped muy transformado (calcíforo). Consisten en calcita, condrodita I incolora (anal. 13) formando agregados policristalinos globulosos, algo de flogopita y, como rasgo más destacable, abundante fluoborita en prismas aislados. Esta fluoborita muestra en conjunto una cierta disposición radiada o intercrecimientos

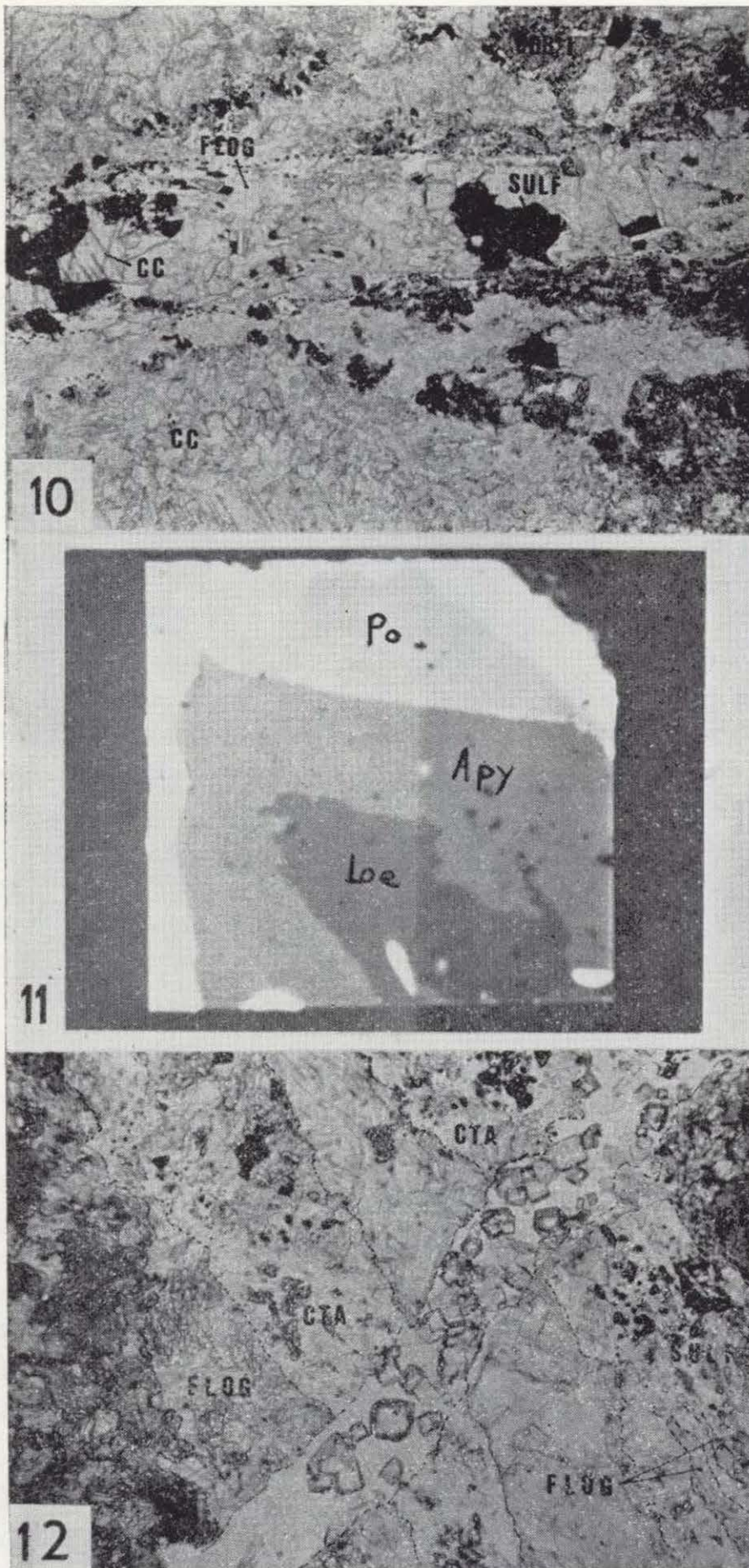


Figura 10.—Skarn laminar: Aspecto petrográfico de las vénulas III. 73467. LN. $\times 40$.

Figura 11.—Skarn laminar: Cristal de arsenopirita englobando loellingita y bordeada por pirrotina. S-30. Imagen obtenida por microsonda electrónica.

Figura 12.—Skarn laminar: Fractura tardía y discordante de fluorita sobre vénula zonada. 10842. LN. $\times 100$.

simplectíticos junto con algo de dolomita en la calcita. Por otro lado, se conservan granos de espinela verde del mármol original con texturas

de desequilibrio. Esta asociación es reemplazada por los minerales que forman las venas de tipo 3, destacando la sustitución del borde de los glóbulos de la condrodita II incolora por la condrodita III amarilla intensa. Finalmente se forman cloritas tipo clinocloro (anal. 26), fundamentalmente a expensas de minerales del grupo de la humita y de la flogopita.

Se han observado en las vénulas y en el calcífero que tanto los cambios laterales mineralógicos en las primeras como la presencia o no de fluoborita en la segunda parecen corresponder, en cierta medida, a las variaciones composicionales del mármol original, que son perpendiculares a la dirección de las venas.

Este skarn laminar es semejante estructuralmente, aunque no composicionalmente, a la «wrigglita» de KWAK y ASKINS (1981) en el skarn de F-Sn-W de Moina (Tasmania) y al skarn, también de F-Sn-W, en venas bandeadas de DOBSON (1982) en Lost River (Alaska). Destaca su paralelismo con fracturas y su discordancia con la estratificación e implica un importante control estructural en la circulación de los fluidos metasomáticos, que también ha quedado demostrada en el skarn en venas.

En estos dos tipos de skarn sobre el mármol dolomítico se observa un alto contenido en F, principalmente en las condroditas (hasta un 6,5 por 100), flogopita (hasta un 4,7 por 100), idocrasa, anfíbol y clintonita, y que se manifiesta en la aparición de fluorita tardía. Por otro lado, la presencia de fluoborita atestigua el importante papel del boro en la génesis del skarn laminar.

Skarn sobre el leucogneis

En el corte del leucogneis junto al camino se observa que éste experimenta una profunda transformación de límites imprecisos consistentes en manchas y en las que se asocian espacialmente dos tipos de modificaciones. Por un lado se forma una roca albitica, que constituye el fondo, sobre el que se destaca un conjunto de nódulos zonados de distintas tonalidades de color verde, y filoncillos de igual naturaleza (endoskarn, figura 13).

La albitita consiste en una roca heterogranoblástica de grano medio a muy grueso (3-15 mm.) formada por cristales ehedrales de albita (an_{10}) que dejan cavidades intersertales rellenas por una clorita de tipo ripidolita (anal. 27) microcrista-

lina, formando agregados de microglóbulos con texturas radiadas (fig. 14). Sobre éstas destacan a veces grandes placas de biotita degradada a biotita verde o clorita. Abundan en estas cavidades cristales aciculares de un mineral del grupo de la esfena ($Al=7,80$; posiblemente de tipo grothita) con fluorescencia amarillo verdosa a la luz ultravioleta corta. Asimismo hay pequeños granos escasos de scheelita.

Con posterioridad, y sobre la albitita, tienen lugar una serie de transformaciones de poca intensidad y cronológicamente mal definidas consistentes, primero, en una silicificación (greisen); luego, un reemplazamiento en parches de la albitita por feldespatos potásicos, y, finalmente, una venulación de calcita con formación de rebordes locales de albita pura y quizá sericitización sincrónica en los núcleos más básicos de los cristales de plagioclasa.

Los nódulos y filoncillos verdes constituyen, sin lugar a dudas, el rasgo más sobresaliente de estas rocas. Los primeros son cuerpos subesféricos o elipsoidales de bordes irregulares ameboides, con tamaños de grano comprendidos entre algunos centímetros y 2 dm. Muestran una tonalidad variable desde amarillo-verdosa a verde oscura y se percibe claramente una zonación interna (fig. 13). El contacto con la albitita huésped es muy neto en todos los casos. Los filoncillos, de trazado muy sinuoso, están también zonados y destacan macroscópicamente crecimientos transversales a la vena de grandes prismas de anfíbol (7-8 cm.) sobre un núcleo amarillo pálido, así como una película de flogopita formando el contacto con la albitita.

Las zonas que forman los nódulos tienen límites bastante netos y representan etapas sucesivas de reemplazamiento, en unos casos de tipo unidireccional (hacia el núcleo del nódulo) y en otros hacia dentro y hacia la albitita. Por otro lado, la sucesión zonal varía de unos nódulos a otros. Esquemáticamente las sucesiones observadas desde el núcleo hasta la albitita greisenificada (A. G.) son:

- I) cpx ← anf inc. ← anf inc. ← cta+Q → A.G.
 (+flog) +flog uralítico
- II) anf inc. ← anf inc. ← cta+Q → A.G.
 flog+fluo uralítico
- III) anf inc. ← cta+Q ← cta → A.G.
- IV) ab+cta ← Q+ser → A.G.
 +fluo
 (+Q)

El apatito llega a ser componente importante en algunas zonas. La sucesión IV) coincide con una intensa alteración de la albita del núcleo a minerales arcillosos y calcita, probablemente en relación con la zona intermedia (Q+ser). Esta

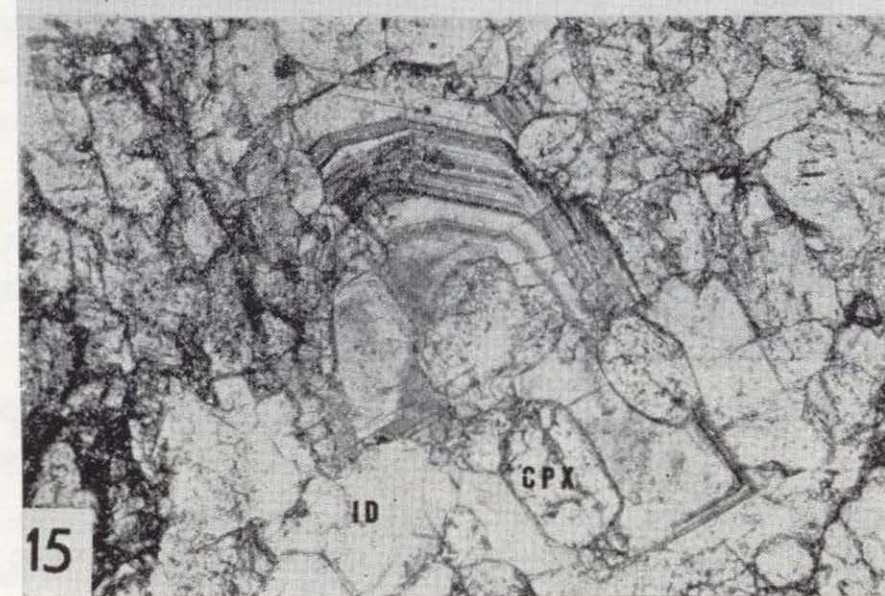
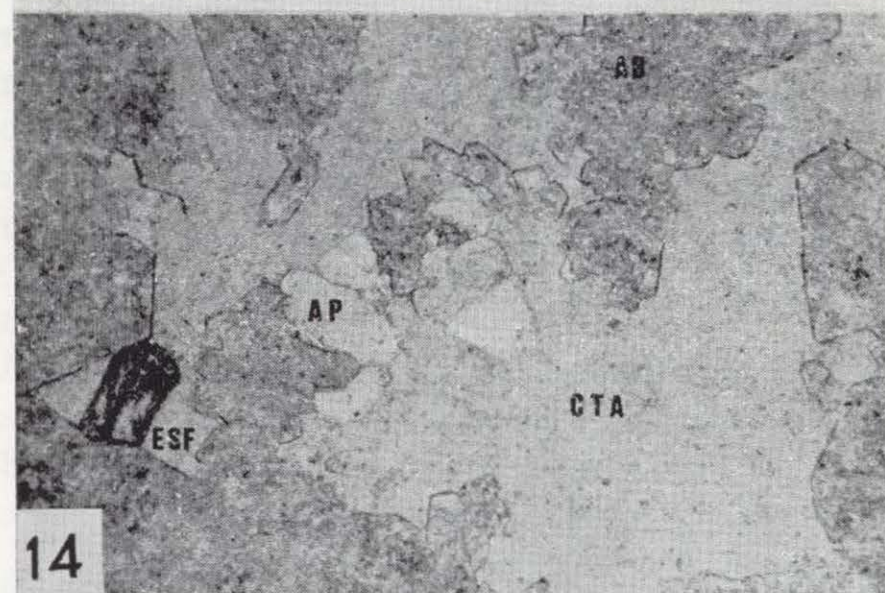
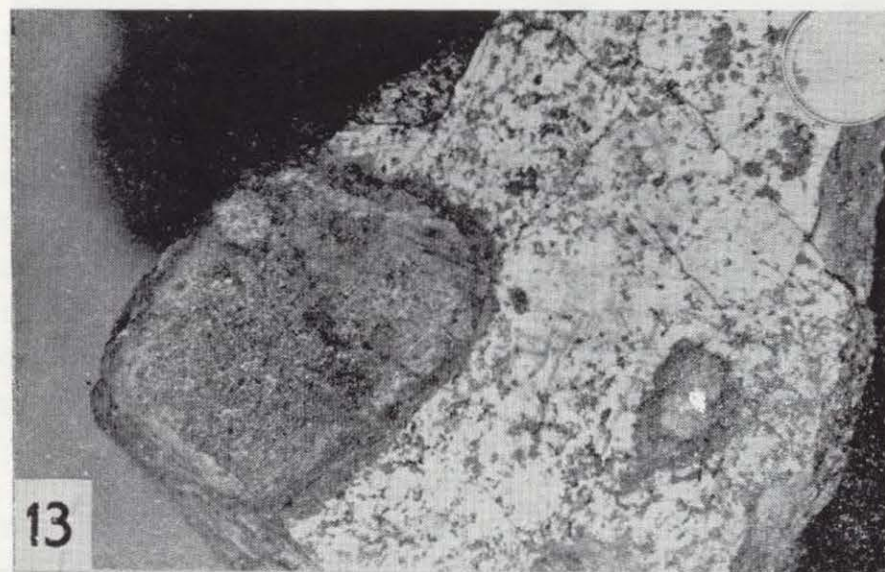


Figura 13.—Endoskarn en nódulos sobre la albitita. S-43.

Figura 14.—Aspecto textural de la albitita S-39. LN. $\times 100$.

Figura 15.—Skarn sobre roca de silicatos cálcicos: Mineral zonado (anal. 23, cuadro 1) sustituyendo a idocrasa. 51938. LN. $\times 100$.

consiste en un ribete microcristalino negro que define el borde del nódulo.

Como puede verse, existe un verdadero solapamiento en las sucesiones zonales de los distintos nódulos, lo que sugiere crecimiento continuo a lo largo del tiempo, siendo los más antiguos los que presentan la sucesión más completa. Las sucesivas zonas se van formando por reemplazamiento a partir del borde del nódulo progresando hacia el interior, probablemente en relación con temperaturas decrecientes.

En los filoncillos la sucesión zonal es semejante. En el núcleo se conserva clinopiroxeno diopsídico ($\text{FeO}=1,37$ por 100, anal. 4) sobre el que crecen casi perpendicularmente a las venas grandes cristales de tremolita ($\text{FeO}=3,06$ por 100, anal. 21) con salbandas flogopíticas. Sobre el anfíbol anterior, y preferentemente a favor de los bordes de los granos relictos del clinopiroxeno del núcleo, se desarrollan posteriormente crecimientos de un segundo anfíbol fibroso, también tremolítico ($\text{FeO}=1,76$ por 100, anal. 22). Finalmente, tienen lugar reemplazamientos tardíos con forma de manchas ocre compuestas por minerales arcillosos, sericitas y cubos de pirita.

La sucesión zonal en nódulos y filoncillos en la albitita es parecida a la del skarn en venas y laminar en el mármol dolomítico; esquemáticamente se distingue una primera etapa con clinopiroxeno, una segunda con anfíbol y flogopita y una tercera de clorita. En los nódulos se observa, sin embargo, un anfíbol II y la presencia de cuarzo en las zonas externas. A su vez, la fase de alteración final (sericitas, minerales arcillosos, calcita, albita, cuarzo, pirita) no se observa en el skarn sobre el mármol.

La relación temporal entre la formación de los nódulos y filoncillos y la de la albitita es dudosa. Por un lado, las zonas externas de clorita y cuarzo o clorita avanzan en ambas direcciones reemplazando tanto a la albitita como a la zona de anfíbol fibroso (en los nódulos) confirmando que el crecimiento del nódulo continúa una vez formada la albitita. Sin embargo, la relación entre ésta y las zonas de núcleo del nódulo no está bien definida. A falta de otros datos se piensa que la albitita se forma durante la etapa de crecimiento de la zona con anfíbol y flogopita, basándonos en el supuesto de que en dicha zona tiene lugar la fijación de parte del K liberado por la albitización de leucogneis.

Alteración sobre el granito

En esta zona apical el granito presenta un tipo de alteración restringido a manchas irregulares que se interpretan como «pipas» o chimeneas groseramente circulares, por las que ha debido existir una importante circulación hidrotermal.

En estas zonas, tanto la adamellita biotítica principal como las facies apicales de adamellititas y leucoadamellititas de dos micas están transformadas a una roca de grano medio de color ocre y muy oquerosa. Del primitivo granito sólo se conservan los cristales de feldespato potásico muy corroídos, inmersos en una matriz de neoformación afanítica granoblástica formada por albita y concentraciones de glóbulos radiales de clorita (albitita). Destacan abundantes cavidades de corrosión tapizadas por goethita y grandes cristales de pirita (2-3 mm.) probablemente asociados a las mismas.

Skarn sobre rocas de silicatos cálcicos

El primer problema que plantean estos skarns es el de separar los efectos metasomáticos en relación con el granito de los debidos al metamorfismo regional previo. Como se sabe, durante este último las rocas de silicatos cálcicos tienden a reaccionar fácilmente con las litologías más silícico-alumínicas adyacentes (esquistos, gneises...), dando lugar así a skarns bimetasomáticos, también llamados difusionales (ZHARIKOV, 1970) o de contacto (EINAUDI y BURT, 1982), que con frecuencia muestran texturas postcinemáticas fácilmente confundibles con los generados por intrusiones cercanas.

Hemos distinguido así dos grupos de transformaciones bimetasomáticas sobre las rocas de silicatos cálcicos del Carro del Diablo y que se suceden en el tiempo:

1) Formación de un skarnoide bimineral de granate rico en grossularia en grandes cristales coalescentes y clinopiroxeno. Sobre este granate, y a partir de sus bordes, se desarrollan con posterioridad espectaculares crecimientos de prismas de idocrasa en agregados fasciculares y radiales, sin que desaparezca el clinopiroxeno, aunque siempre con bordes muy irregulares. En algún caso se observa algo de clinozoisita tardía.

2) Skarn poco desarrollado en fisuras capi-

lares o como reemplazamientos insignificantes del skarn anterior, consistentes en madejas de anfíbol asbestiforme tremolítico, plagioclasa de tipo albita-oligoclasa (an₁₀₋₄₀) y como accesorio, apatito. En algunas muestras se observa una segunda generación de fisuras con rellenos de anfíbol, también fibroso o prismático, flogopita vermiculitizada y calcita.

El primer grupo de transformaciones se observa también en otros skarns de la región, que serán tratados posteriormente (Laguna de los Pájaros, Arroyo del Artiñuelo). Todos ellos presentan cantidades variables de scheelita, y aunque su relación con el granito propuesta por TORNOS (1981) no es definitiva, nos inclinamos por ella en base sobre todo al aspecto masivo que adquieren junto al contacto. El segundo tipo de transformaciones parece exclusivo del Carro del Diablo, y por ello queda fuera de duda su origen infiltracional en la aureola del granito.

RELACIONES TEMPORALES DEL METASOMATISMO

En el cuadro III se han representado las sucesivas transformaciones de las distintas litologías que han sido afectadas por los cambios metasomáticos en el Carro del Diablo. Estas transformaciones se han agrupado en cuatro facies de temperatura y se han incluido los eventos tectónicos frágiles (fallas, cataclasis, etc.) que las jalonan.

La correlación se basa en dos supuestos:

a) El desarrollo de un tipo de reemplazamientos (p. ej., flogopitización acompañada de anfíbol) es sincrónico en todas las rocas donde aparece, dado el pequeño tamaño del afloramiento.

b) La formación de albita en el leucogneis y en el granito (que implica extracción de K, entre otros) la suponemos sincrónica y complementaria

CUADRO III

Skarn del Carro del Diablo (esquema de evolución temporal)

Facies de T.	Skarn en venas	Skarn laminar	Skarn sobre rocas de silicatos-Ca.	Alteración sobre leucogneis	Alteración sobre granito
T. ALTA	MARMOL ~~~~~ cpx (+flog) ~~~~~ Id + sch-I (⁺ gr, ⁺ esf, ⁺ cc) ~~~~~	MARMOL ~~~~~ cpx(+flog+cc) ?	gr + cpx idocrasa ~~~~~	cpx(+flog) v*	n* "solidus" granito-Ms
T. MEDIA	flog (glinmerita) (⁺ Anf, ⁺ clint, ⁺ F, ⁺ sch-II, ⁺ Sulf) ~~~~~ cta + cc (⁺ serp)	calcifiro cc+cdr-I +sp+flog cdr-II+gf +fbo (+flog+Sulf) flog+cdr-III+clint +sch+Sulf. cta	anf-I + pl ~~~~~ anf-II+flog+cc vermiculitización	Albitita ab + cta ~~~~~ Greisen cuarzo Fpato-K "seric" (⁺ cc, ⁺ ab)	n* anf-I+flog (⁺ F) ~~~~~ n* Anf-II cta+Q (-F) "seric" min. arc. cc, Q "sericitas" cavidades+Py óxidos de Fe (supergénicos)
T. BAJA					
T. muy BAJA	fluorita ~~~~~	fluorita ~~~~~			
			* Venas	* Nódulos	

~~~~~ = Episodios de deformación frágil.

con la flogopitización intensa (fijación de K) en las litologías calcomagnéticas. Esta última suposición implica que la etapa de flogopitización es postmagmática, dado que la albitita también lo es.

Por otro lado, la etapa de temperatura alta (venas y vénulas de clinopiroxeno con idocrasa y scheelita I en el mármol, nódulos y venas de clinopiroxenita en el leucogneis y skarnoide de clinopiroxeno, granate e idocrasa) podría ser tardimagmática. Hemos de recordar en este sentido que no se ha observado endoskarn sobre el granito, lo que significa una velocidad alta de escape de los fluidos transmagnéticos; superior a la necesaria para que sea eficaz la contradifusión de Ca, Mg, CO<sub>2</sub>... hacia el granito, pero también una formación de al menos la etapa de alta temperatura del exoskarn cuando el granito no había cristalizado del todo. Algunos datos de temperaturas, que se exponen posteriormente, apuntan también en este sentido.

En el caso de los nódulos en el leucogneis, posiblemente éstos comenzaron a formarse antes de la albitización y siguieron creciendo durante y con posterioridad al desarrollo de ésta.

En el cuadro III se destaca también la relación entre el skarn y los episodios de deformación. El sistema de fracturas mencionado inicialmente debió de tener una actividad pulsante durante la formación del skarn. Como puede verse además, las sucesivas etapas de reemplazamientos se inician por lo general en relación con un episodio tectónico. Estos episodios debieron producir alteración en el régimen hidráulico del encajante y con ello cambios bruscos en la composición de la fase fluida. La confirmación de este punto exige un estudio, ya en preparación, sobre inclusiones fluidas.

**CONDICIONES P-T DE FORMACION DEL SKARN**

Los skarns son sistemas geológicos abiertos en los cuales la interacción de los fluidos con las rocas preexistentes es un complejo proceso en el que los componentes químicos pueden ser termodinámicamente inertes o perfectamente móviles (KORZHINSKII, 1959) según que sus potenciales químicos estén tamponados o no, respectivamente, por la roca en vías de reemplazamiento. La

progresiva tendencia a la movilización de los componentes en los skarns se traduce en complicados esquemas de zonación en los que las diferentes zonas (dominios de equilibrio local de THOMPSON, 1959) están formados por unos pocos minerales, siendo frecuentemente incluso monominerales.

Este carácter multivariante del skarn, como puede comprenderse fácilmente, es una seria dificultad a la hora de establecer los valores de los parámetros intensivos P-T y los potenciales químicos de los componentes, por lo que las estimaciones han de estar apoyadas en criterios indirectos.

Así, en el caso del skarn del Carro del Diablo la presión máxima de carga (P<sub>L</sub>) debió ser inferior al valor del punto invariante del sistema Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> (andalucita en la aureola de contacto), que es de 3,76±0,3 Kb según HOLDAWAY (1971) o aproximadamente 5 Kb si se toma el valor medio de varias determinaciones anteriores (MULLER y SAXENA, 1977). Asimismo, la composición de cordieritas y biotitas en equilibrio en las adamellitas con sillimanita de otros cuerpos graníticos del Sistema Central Español (CASQUET y PEINADO, in litt.) indican una presión durante la cristalización de unos 3,6-3,7 Kb, asumiendo razonablemente una temperatura «solidus» de aproximadamente 675°C y empleando resultados experimentales en HOLDAWAY y LEE (1977).

Por otro lado, la presencia junto al skarn de granitos de dos micas indica una presión mínima de fluido (P<sub>F</sub>) de unos 2,5 Kb, que es el límite inferior de estabilidad de la moscovita ortomagmática (WYLLIE, 1977).

Asimismo, la composición de esfaleritas (contenido de FeS), en equilibrio con pirrotina y en ausencia de pirita (anal. 8 y 9), indican una presión mínima de carga (P<sub>L</sub>) de unos 2 a 2,4 Kb (±0,5) en base a los datos de HUTCHINSON y SCOTT (1981).

Parece, pues, razonable pensar que las presiones de carga y del fluido, probablemente no muy distintas, se situaron entre los 2,0 y 3,5 Kb.

Como puede observarse (cuadro III) existen cuatro etapas o tipos de skarn en facies de temperatura en base a criterios petrográficos. La facies de alta T se supone anterior a la cristalización completa del granito de dos micas, que es de unos 660°C para 2,5 Kb (WYLLIE, 1977).



En coincidencia con esto, la asociación espinela, forsterita y calcita en el mármol dolomítico no afectado durante la formación del skarn con venas de clinopiroxeno, indica un valor mínimo de  $T$  de unos  $630^{\circ}\text{C}$  para valores medios de la fracción molar de  $\text{CO}_2$ , a unos 2 Kb de  $P_F$  (WIDMARK, 1980).

La temperatura superior para el skarn con idocrasa fue inferior a los  $725^{\circ}\text{C}$ , que es el límite superior de estabilidad de este mineral (HOCHÉLLA et al., 1982).

El desarrollo de las facies de temperatura media, a la que se asocia la albitización en el leucogneis y en el granito, es claramente posterior a la solidificación de este último. Su límite inferior, en base a la estabilidad de condrodita y calcita y a la estabilidad de la fluoborita (TELL, 1972), es de unos  $375^{\circ}\text{C}$  ( $P_T = P_{\text{H}_2\text{O}}$ ) y  $400^{\circ}\text{C}$ , respectivamente. El límite inferior de estabilidad de la idocrasa en fluidos acuosos es también de unos  $400^{\circ}\text{C}$ .

Asimismo, la intersección de las isopletras de las arsenopiritas analizadas (anal. 1, 2 y 3) en el sistema Fe-As-S (KRETSCHMAR y SCOTT, 1976) con la curva tampón  $\text{loe} + \text{po} = \text{apy}$  (BARTON y SKINNER, 1979), definen un intervalo de temperaturas entre  $350$  y  $400^{\circ}\text{C}$  y unas  $\log f_{\text{S}_2}$  entre  $-10$  y  $-12$  (figura 16). Estos datos quedan reforzados con los

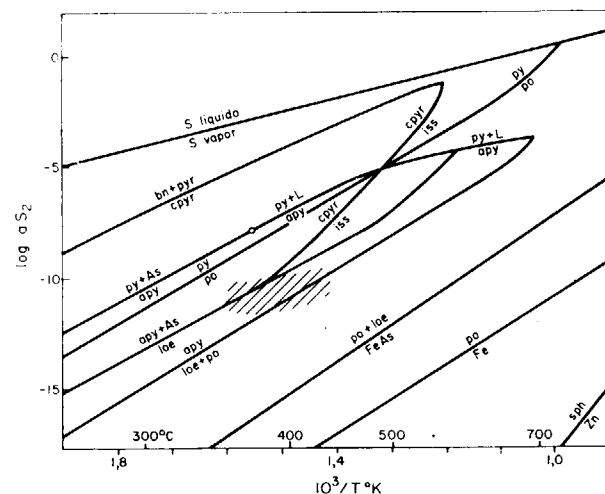


Figura 16.—Diagrama  $\log a_{\text{S}_2}$ - $T$ . Basado en datos de BARTON y SKINNER (1979) y KRETSCHMARY SCOTT (1976). El área rayada corresponde a las condiciones del skarn durante la etapa de  $T$  intermedia.

de composiciones de las pirrotinas (anal. 13 y 14, BARTON y SKINNER, *op. cit.*) y composición de las estanninas (MOH, 1975).

En resumen, estas facies las situamos entre los  $350^{\circ}\text{C}$  y  $650^{\circ}\text{C}$ .

Los límites inferiores para las transformaciones de baja temperatura son, por el momento, difíciles de estimar.

## ASPECTOS GEOQUIMICOS

El skarn apodolomítico del Carro del Diablo presenta características típicas de un skarn magnésico (ZHARIKOV, 1970). El comportamiento inerte de este componente, tamponado por el medio dolomítico, determina la composición magnésica dominante de los minerales de este tipo de skarn: minerales del grupo de la humita, espinela, clinopiroxeno, pargasita, flogopita, cloritas, etc., que aparecen bien desarrollados en este caso.

ZHARIKOV (*op. cit.*) establece, además, dos tipos de skarn magnésico: los de la etapa magmática y los postmagmáticos, distinguiendo en ellos una serie de tipos (facies) caracterizados por distintos regímenes de actividades de los componentes perfectamente móviles principales (álcalis y Fe), esto es, aquellos cuyo potencial químico está definido externamente al sistema, considerado en equilibrio local con las disoluciones hidrotermales transmagnéticas.

Como se ha visto, las transformaciones son mayoritariamente postmagmáticas, aunque la primera etapa [venas y nódulos de cpx (+flog)] son probablemente tardimagmáticas pese al bajo contenido en fassaita del clinopiroxeno, rasgo descrito por ZHARIKOV (1970) como distintivo de skarn de esta etapa.

Por lo que respecta a las facies de alcalinidad-ferruginosidad en los skarns magnésicos postmagmáticos (piroxeno-espinela, espinela-pargasita, flogopita y flogopita-pargasita) parece claro que en nuestro caso están bien representados los de flogopita y flogopita-pargasita, que reflejan un régimen normal de alcalinidad y ferruginosidad de moderada a alta, respectivamente.

Estos regímenes de ferruginosidad se mantienen hasta la etapa de reemplazamientos cloríticos

( $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}=0,02$ , aprox., en el primer caso, y  $0,24$  en el segundo).

El aumento progresivo de la ferruginosidad del medio se refleja también en las composiciones de las condroditas ( $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}=0,01$  en cond. I,  $0,03$  en cond. II y  $0,05$  en cond. III).

La existencia en los skarns apodolomíticos de venas de reemplazamiento, que se inician con una etapa de idocrasa+scheelita sobre el skarn magnésico con clinopiroxeno y flogopita anterior, confirma la existencia de lo que se denominan imposiciones o recurrencias cálcicas y que se observan característicamente en este tipo de skarns, principalmente estanníferos (EINAUDI et al., 1981). Los fluidos hidrotermales se hacen más cálcicos, precipitando entonces la idocrasa y el granate. Este ascenso brusco de la actividad del Ca determina posiblemente la del producto de solubilidad de la scheelita, que precipita junto a la idocrasa (sch I). Estas recurrencias cálcicas son sólo locales (sólo se han visto en el skarn en venas) y evolucionan de nuevo a un régimen magnésico normal, como indican las zonas subsiguientes de flogopita y flogopita+scheelita (sch II) en las mismas.

La existencia de dos generaciones de scheelita se puede explicar por la existencia de un máximo en la curva de solubilidad de este mineral en solución acuosa, detectado por FOSTER (1977) a menos de 2 Kb. El máximo de solubilidad a  $450^{\circ}\text{C}$  es compatible con los límites térmicos para las diferentes etapas de reemplazamiento discutidas anteriormente. No obstante, el problema debe ser más complejo debido a la presencia de Cl y F en las disoluciones, así como a aspectos tales como la relación de actividades  $a_{\text{Ca}^{2+}}/a_{\text{Fe}^{2+}}$  en el fluido (probablemente siempre suficientemente alta en nuestro caso, por lo menos para condiciones supercríticas) y el pH, muy importante a temperaturas subcríticas (FOSTER, *op. cit.*).

En cualquier caso, la precipitación parece ser favorecida por un medio de tendencia alcalina.

Rasgo importante del skarn apodolomítico son las muy bajas  $f_{\text{S}_2}$  y  $f_{\text{O}_2}$  que debió de tener durante su formación y que se manifiestan en los siguientes aspectos: presencia de grafito abundante en el skarn laminar, estado divalente del Fe en los minerales en los que está presente (clinopiroxeno, anfíbol, flogopita...) y bajo contenido en S de los sulfuros (pirrotina, loellingita, arsenopi-

rita). En ningún caso se ha observado pirita ni magnetita.

La composición de la fase fluida generadora del skarn se puede referir al sistema C-O-H-S. En presencia de grafito+pirrotina+pirita la  $f_{\text{O}_2}$  está definida para una  $P_F$  y  $T$  dadas (OHMOTO y KERRICH, 1977), mientras que la  $f_{\text{S}_2}$  queda definida por el tampón pirita-pirrotina. Para una  $T$  de  $\sim 350^{\circ}\text{C}$  y  $P_F \sim 2$  Kb la  $f_{\text{O}_2}$  vale  $10^{-29}$  bars, valor que podemos tomar como límite superior en nuestro caso, dada la ausencia de pirita en equilibrio con el grafito. Este valor da idea del carácter extremadamente reductor de este skarn.

Este valor se ha proyectado en la figura 17, donde están representados a  $350^{\circ}\text{C}$  los campos de estabilidad de los sulfuros-óxidos de Sn y de los sulfuros de Fe en un diagrama  $\log f_{\text{S}_2}$ - $\log f_{\text{O}_2}$  (PATTERSON et al., 1981). La línea «S» separa el campo de estabilidad de casiterita del de la estannina en presencia de Cu y Fe en exceso. La presencia de estannina en el skarn en venas y de granos de casiterita en el de tipo laminar sugieren condiciones a ambos lados de dicha línea para  $f_{\text{O}_2}$  inferiores a los  $10^{-29}$  bars y dentro del campo de estabilidad de la pirrotina, lo que implica valores de  $f_{\text{S}_2}$  entre un máximo de  $10^{-8}$  y un mínimo de  $10^{-13}$  bars, aproximadamente. Estos datos apoyan los expuestos anteriormente en el capítulo de termometría.

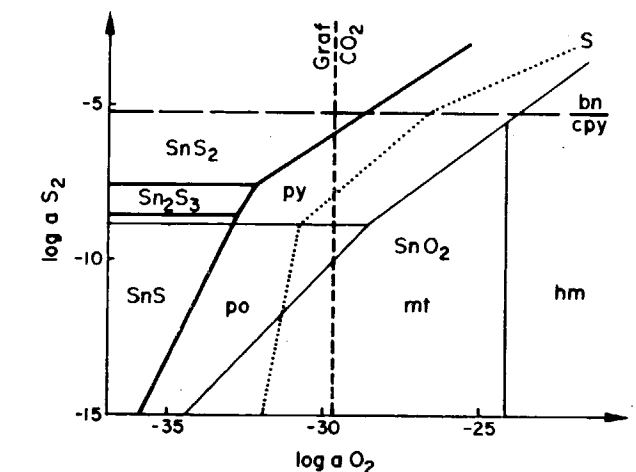


Figura 17.—Diagrama  $\log a_{\text{S}_2}$ - $\log a_{\text{O}_2}$  a  $350^{\circ}\text{C}$  y 2 Kb para los sulfuros y óxidos de Cu, Sn y Fe. La línea «S» separa el campo de estabilidad de la casiterita en presencia en exceso de Cu y Fe (a la derecha) del de la estannina (PATTERSON et al., 1981). La situación de la recta Graf- $\text{CO}_2$  basada en los datos de OHMOTO y KERRICK (1977).



En lo que respecta a la composición de la fase fluida, los tres componentes principales en presencia de grafito son el CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O y CH<sub>4</sub>, cuya proporción depende del valor de la fO<sub>2</sub> por debajo del correspondiente a la curva de máxima estabilidad del grafito. Así, a fO<sub>2</sub> altas domina el CO<sub>2</sub>, a fugacidades intermedias el H<sub>2</sub>O, y en medios muy reductores, el CH<sub>4</sub> (OHMOTO y KERRICK, 1977). Este carácter reductor del medio explica la pobreza en Mo de la scheelita (GUY, 1979).

La consecuencia de esto es que si la fO<sub>2</sub> ha sido suficientemente baja, la composición de la fase fluida no se puede describir en términos de CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>O únicamente, sino que la fracción molar de metano (X<sub>CH<sub>4</sub></sub>) puede ser importante, incluso dominante. Se pretende que este particular quede confirmado mediante el estudio de inclusiones fluidas. No obstante, la proximidad de la curva de equilibrio estannina-casiterita (fig. 17) al valor de la fO<sub>2</sub> correspondiente al límite de estabilidad del grafito, hace suponer que la fase fluida estuvo mayoritariamente formada por CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>O.

Dado, sin embargo, el carácter multivariante de las diferentes asociaciones del skarn, constituidas por pocos minerales, la determinación de la relación X<sub>H<sub>2</sub>O</sub>/X<sub>CO<sub>2</sub></sub> resulta muy difícil de determinar. Así, el campo de estabilidad de la clinohumita se sitúa en el lado pobre en CO<sub>2</sub> en una tipología isobárica T-X<sub>CO<sub>2</sub></sub>, pero su amplitud relativa respecto al de la forsterita depende a su vez del contenido en F (X<sub>F<sup>chum</sup></sub>), siendo por tanto mayor, a medida que aumenta éste (RICE, 1980). Parece razonable pensar que el comportamiento de la condrodita sea parecido al de la clinohumita. La presencia de idocrasa confirma la contribución importante del H<sub>2</sub>O en la fase fluida.

Respecto al F, su papel en la formación de este skarn ha debido ser decisivo, como lo demuestran los altos contenidos en diversos minerales (idocrasa, flogopita, condrodita, clintonita, anfíbol, fluoborita, fluorita) Es probable que la propia presencia de idocrasa, así como la de la condrodita, se deban a la presencia de F en la fase fluida (ver, por ej., Ito y AREM, 1970), hecho que parece característico de los skarns wolframíferos. La actividad del F debió de ir en aumento hasta permitir que en la etapa de baja T precipitara fluorita. En cualquier caso, su contenido en la fase fluida es siempre insignificante (MUÑOZ y LUDINGTON, 1974), pues se fracciona fuertemente

en los sólidos. La tendencia de fraccionamiento observada es:

Condrodita → flogopita → idocrasa, anfíbol, clintonita → clorita,

que coincide con el orden de fraccionamiento descrito por RICE (1980).

COMPOSICION DEL SKARN (W, Sn, Mo y otros metales base)

En el cuadro IV se representan los análisis de cinco rocas del Carro del Diablo; una adamellita de dos micas próxima al contacto, otra del skarn laminar y tres del tipo en venas.

Las dos primeras son rocas homogéneas, mientras que las muestras del skarn en venas consisten en venas de clinopiroxeno con reemplazamientos de idocrasa-glimmerita en grietas. Son, pues, rocas heterogéneas, por lo que los datos obtenidos son simplemente valores medios orientativos. En todas las rocas se analizó también el Mo, no detectándose en ningún caso.

a) W-Sn

El granito muestra valores de Sn normales, mientras que se encuentra enriquecido en W respecto a los contenidos medios de granitos de dos micas (15-45 ppm. de Sn, 5-7 ppm. de W, respectivamente, en el norte de Portugal, DERRE et al., 1982). El enriquecimiento de W se debe relacionar con la actividad hidrotermal, prueba de la cual son las cavidades miarolíticas con rellenos pegmatíticos de ms y Q.

En el skarn estos dos elementos muestran un fuerte enriquecimiento que confirma el papel concentrador del hidrotermalismo respecto a la diferenciación magmática. En el skarn en venas domina claramente el W sobre el Sn, el primero mayoritariamente en la scheelita, y el segundo en la estannina, pareciendo existir una correlación inversa entre ambos. La única muestra del skarn laminar confirma, sin embargo, una mayor cantidad relativa de Sn, aquí en forma de casiterita.

Esto parece ser debido a que el skarn laminar es un típico skarn de Mg-Sn (EINAUDI et al., 1981) con una recurrencia cálcica representada por la scheelita, más débil que la que existe en el skarn

CUADRO IV

|                                            | Sn (ppm) | W (ppm) | WO <sub>3</sub> % | Cu (ppm) | Pb (ppm) | Zn (ppm) |
|--------------------------------------------|----------|---------|-------------------|----------|----------|----------|
| Granito                                    | 20       | 30      | 0.004             | 45       | 112      | 52       |
| Skarn en venas S-26                        | 900      | 1960    | 0.25              | 35       | 68       | 891      |
| Skarn en venas S-29                        | 610      | 2920    | 0.37              | 412      | 576      | 1673     |
| Skarn en venas S-31                        | 370      | 1460    | 0.18              | 13       | 64       | 593      |
| Skarn laminar S-30                         | 1210     | 900     | 0.11              | 570      | 116      | 3223     |
| Granitos S. Central > 70% SiO <sub>2</sub> |          |         |                   | <15      | <40      | <10      |

en venas. La correlación inversa entre los dos elementos apunta en el mismo sentido.

Parece, pues, que el contenido de Sn y W en el skarn es el resultado de la superposición de dos evoluciones distintas y hasta cierto punto independientes de los fluidos hidrotermales; la primera, concentradora de Sn (vinculada al skarn magnésico) y la segunda de W (en relación con las recurrencias cálcicas.

Destacan, además, los valores relativamente altos de las leyes de ambos elementos. Como ejemplo, los skarns cálcico-wolframíferos de Costabona (Pirineos, GUY, 1979), tienen valores medios de 0,35 por 100 de WO<sub>3</sub>.

b) Metales base (Cu, Zn, Pb)

El granito de dos micas muestra un enriquecimiento en los tres elementos respecto a los valores normales para rocas muy diferenciadas (SiO<sub>2</sub> > 70 por 100) del Sistema Central Español (Cu < 15 ppm., Pb < 40 ppm., Zn < 10 ppm.) en base a los datos de APARICIO et al. (1975). Respecto a los skarns, destacan los elevados valores de Zn, en forma de esfalerita, en el skarn laminar.

OTROS SKARNS DEL MACIZO DEL PEÑALARA

Para dar una idea de conjunto se describen seguidamente y de forma somera los skarnoides que se observan en la ladera E del Macizo del Peñalara, dentro del área de influencia del granito, aunque su conexión genética con el mismo no está todavía suficientemente establecida.

Sin duda, los más interesantes son los de la

Laguna de los Pájaros, sobre rocas de silicatos cálcicos, y los que jalonan el Valle del Arroyo del Artiñuelo, asociados a los boudines de mármoles dolomíticos con rocas de silicatos cálcicos, iguales a los del Carro del Diablo (fig. 2).

Las rocas de silicatos cálcicos pre-skarn (TORNOS, 1981) muestran siempre un bandeado centimétrico relictos de la primitiva estratificación y están formadas por clinopiroxeno (diópsido-hedenbergita) y combinaciones de flogopita, microclina, plagioclasa y cuarzo.

Se han observado las siguientes etapas de reemplazamiento, que pueden variar localmente:

1.<sup>a</sup> Reemplazamiento de todos los minerales, excepto el clinopiroxeno, por granate rico en grossularia (anal. 5 y 6), siendo el clinopiroxeno en equilibrio de composición salítica (anal. 23). Esta etapa puede faltar en algunos skarnoides del Artiñuelo.

2.<sup>a</sup> Reemplazamiento del granate por idocrasa magnésica (anal. 8 y 9). En el caso del skarn sobre mármoles y rocas de silicatos cálcicos del Artiñuelo, en relación con una etapa de fracturación que produce grietas de tensión, persistiendo el clinopiroxeno estable. A esta etapa se añaden minerales como scheelita (sch I), fluorita, y un mineral que no se ha podido determinar y que se presenta como reemplazamientos zonados de la idocrasa (anal. 23, fig. 19 (\*)). Accesorios aparecen la calcita, allanita y esfena. Las plagioclasas relictas muestran una fuerte saussuritización.

3.<sup>a</sup> Una etapa de baja T (apokarn) cuyo desarrollo es muy variable en cuanto a intensidad y mineralogía de un punto a otro. En la zona de la Laguna de los Pájaros se han observado reemplazamientos de la idocrasa y granate por epidota (ps<sub>38</sub>, anal. 18 y 19), cuarzo, calcita, y a veces fluorita y esfena. El clinopiroxeno se conserva muy corroído.

En el valle del Artiñuelo el apokarn de baja T está dominado por anfíbol de tipo tremolita-actinolita procedente directamente de la transformación de la roca de silicatos cálcicos no afectada por las etapas anteriores. Localmente se han observado asociaciones de anfíbol, feldespato potásico

(\*) Este mineral presenta cantidades accesorias de SnO<sub>2</sub> (0,3 por 100), Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1 por 100), La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,7 por 100).



sico, arsenopirita, calcopirita, pirrotina, pirita y cuarzo, siendo el fenómeno más abundante el de sustitución del clinopiroxeno acompañado por la sericitización de los feldespatos y cloritización de la flogopita.

El granate en esta etapa se altera a calcita y cuarzo en fisurillas, aunque se pueden observar otros reemplazamientos por albita y esfena I seguidos de epidota, cuarzo y esfena II, que afectan tanto a la albita como al granate. En algunas muestras el conjunto granate+idocrasa+clinopiroxeno está transformado a epidota, actinolita, calcita, clorita y sulfuros, acompañados de un granate II, anisótropo (anal. 6).

## CONCLUSIONES

El skarn del Carro del Diablo pertenece a un tipo que se describe por primera vez en España, y que corresponde a un skarn magnésico-estannífero (casiterita-estannina) con recurrencias cálcico-wolframíferas (scheelita), típicas de estos skarns (ZHARIKOV, 1970, EINAUDI et al., 1981).

Su formación ha tenido lugar en condiciones de muy baja  $fO_2$  y  $fS_2$ , lo que parece explicar el bajo contenido en Mo de las scheelitas (HSU, 1977; GUY, 1979). Por otro lado, los volátiles juegan un papel significativo en la estabilización de diversos minerales (fluoborita, condroditas, etc.).

Estas características de los skarns se suelen asociar a granitos mesozonales peraluminicos de la serie «S» de CHAPEL y WHITE (1974) o la aproximadamente equivalente serie ilmenítica de ISHIHARA (1981). En este sentido, y aunque todavía no se ha realizado una caracterización precisa de los granitos del Sistema Central español, éstos son predominantemente peraluminicos.

Respecto al origen del W y Sn parece claro que han sido aportados mediante fluidos hidrotermales desde el techo del stock graníticos. La participación de aguas de otra procedencia (conatas o freáticas) en este proceso es todavía desconocida.

## AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento al Prof. J. M. Fúster, por su lectura crítica del manuscrito, y a Juan

Locutura por su ayuda en el estudio de varias muestras. Parte de los análisis por microsonda se realizaron en el CENIM gracias a la amabilidad de Marcelino Torralba, Miguel Aballe y Paloma Avega, de la U. E. de Metalurgia Física, cuya constante ayuda, así como la de otros miembros de la unidad, nos ha sido de inapreciable valor. Asimismo nuestro agradecimiento a Martín Fernández, del IGME, que realizó las determinaciones por microsonda de varios minerales, y a Juan Martín Rubí, también del IGME, por los análisis de FRX. Nuestro agradecimiento expreso al IGME por las facilidades prestadas.

La esmerada labor de delineación fue realizada por Juan Manuel Angulo y la de fotografía por Eduardo Alegre, de la U. E. de Petrología (I. G. Económica), con los que quedamos reconocidos.

## BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, A.; BARRERA, J. L., y CASQUET, C.: *Petrogénesis del stock granítico tardicinemático de Rascafría-El Pualar*. Est. Geol., 29, pp. 479-487 (1973).
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARABALLO, J. M.; PEINADO, M., y TINAU, J. M.: *Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 88, 145 pp. (1975).
- BARTON, P. B., y SKINNER, B. J.: *Sulfide mineral stabilities*. En *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, H. L. Barnes Ed., Wiley & Sons, 2 edic., pp. 278-403 (1979).
- BELLIDO, F.; CAPOTE, C.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VILLASECA, C.: *Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central Español*. Libro Guía de la excursión geológica de la VII Reunión sobre Geología del Oeste peninsular, pp. 1-48 (1981).
- BENCE, A. E., y ALBEE, L.: *Empirical corrections factors for the electron microanalysis of silicates and oxides*. Jour. Geol., 76-4, pp. 382-403, (1968).
- BIZOUARD, H.; METRICH, N., y CLOCCHIATTI, R.: *Essai de dosage par microsonde électronique de quelques éléments volatils (Cl, F et S) dans les liquides silicates inter et intracrystallins*. Bull. PIRSPEV, núm. 49, París, 11 pp. (1983).
- CAPOTE, R., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: *Las series anteorovicas del Sistema Central Español*. Bol. Geol. y Min., t. 86-6, pp. 581-596 (1975).
- CAPOTE, R.; CASQUET, C., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: *Los grandes complejos estructurales del Sistema Central. Modelo de evolución tectonometamórfica*. Rev. Real

- Acad. Cien. Exact., Fís. y Nat. de Madrid, t. 86-2, pp. 314-331 (1982).
- CARANDELL, J.: *Las calizas cristalinas del Guadarrama*. Trab. Mus. Nac. de C. Nat. de Madrid, sección geol., número 8 (1914).
- CASQUET, C., y TORNOS, F.: *Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el Alto Valle del Lozoya (Sistema Central Español)*. Cuad. Geol. Iber., 7, 135-150 (1981).
- CHAPPELL, B. W., y WHITE, A. J. R.: *Two contrasting granite types*. Pacific Geol., 8, pp. 173-174 (1974).
- DERRE, C.; LECOLLE, M., y ROGER, G.: *Les quartzites a silicates calciques et scheelite: preconcentrations familiares ou pieges pour un tungstene étranger lie a l'hydrothermalisme perigranitique? Exemple du nord-est transmontain (Portugal)*. Miner. Deposita, 17-3, páginas 363-386 (1982).
- DOBSON, D. C.: *Geology and Alteration of the Lost River Tin-Tungsten-Fluorine Deposit, Alaska*. Econ. Geol., t. 77-4, pp. 1033-1052 (1982).
- EINAUDI, M. T.; MEINERT, L. D., y NEWBERRY, R. J.: *Skarn deposits*. Econ. Geol., 75 An. Vol., pp. 317-391 (1981).
- EINAUDI, M. T., y BURT, D. M.: *Introduction-Terminology, Classification, and Composition of Skarn Deposits*. Econ. Geol., t. 77-4, pp. 745-754 (1982).
- FOSTER, R. P.: *Solubility of scheelite in hydrothermal chloride solutions*. Chem. Geol., 20, pp. 27-44 (1977).
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A., y PEINADO, M.: *Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicas del Sistema Central Español*. Bol. Geol. Min., 85, pp. 595-600 (1974).
- GUY, B.: *Petrologie et geochemie isotopique (S, C, O) des skarns a scheelite de Costabonne*. Tesis Doctoral. Ec. Nat. Sup. Minas, París, 238 pp (1979).
- HOHELLA, M. F.; LIOU, J. G.; KESKINEN, M. J., y KIM, H. S.: *Synthesis and Stability Relations of Magnesium Idocrase*. Econ. Geol., t. 77-4, pp. 798-808 (1982).
- HOLDAWAY, M. J.: *Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram*. Amer. Jour. Sci., 271-2, pp. 97-131 (1971).
- HOLDAWAY, M. J., y LEE, S. M.: *Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental and theoretical and natural observations*. Contr. Miner. Petrol., 63, pp. 175-198 (1977).
- HSU, L. C.: *Effect of oxygene and sulfur fugacity on scheelite-tungstite and powellite-molybdenite stability relations*. Econ. Geol., 72, pp. 664-670 (1977).
- HUTCHISON, M. N., y SCOTT, S. D.: *Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system*. Econ. Geol., 76-1, pp. 143-153 (1981).
- ISHIHARA, S.: *The granitoid series and mineralization*. Econ. Geol., 75 An. Vol., pp. 458-484 (1981).
- ITO, J., y AREM, J.: *Idocrase: synthesis, phase relations and crystal chemistry*. Amer. Miner., 55, pp. 880-912 (1970).
- KORZHINSKII, D. S.: *Theory of metasomatic zoning*. Clarendon Press, Oxford, 162 pp. (1970).
- KRETSCHMAR, U.; SCOTT, S. D.: *Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application*. Can. Miner., 14, pp. 364-386 (1976).
- KWAK, T. A. P., y ASKINS, P. W.: *Geology and Génesis of the F-Sn-W (-Be-Zn) Skarn (Wrigglite) at Moina, Tasmania*. Econ. Geol., 76-2, pp. 439-467 (1981).
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: *El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 86, 127 pp. (1975).
- MOH, G. H.: *Tin-containing mineral system, part I: The Sn-Fe-S-O system and mineral assemblages in ores*. Chemie Erde, 33, pp. 243-275 (1974).
- MOH, G. H.: *Tin containing mineral system, part II: Phase relations and mineral assemblages in the Cu-Fe-Zn-Sn-S system*. Chemie Erde, 34, pp. 1-61 (1975).
- MUELLER, R., y SAXENA, S.: *Chemical Petrology*. Springer-Verlag, Berlín, 396 pp. (1977).
- MUÑOZ, J. L., y LUDINGTON, A.: *Fluoride-hydroxyl exchange in biotite*. Am. Jour. Sci., 274, pp. 396-413 (1974).
- NAVIDAD, M., y PEINADO, M.: *Facies vulcanosedimentarias en el Guadarrama Central*. Studia Geol., 12, pp. 137-159 (1977).
- OHMOTO, H., y KERRICK, D.: *Devolatilization equilibria in graphitic systems*. Am. Jour. Sci., 277, pp. 1013-1044 (1977).
- PATTERSON, D. J.; OHMOTO, H., y SALOMON, M.: *Geologic Setting and Genesis of Cassiterite-Sulfide Mineralization at Renison Bell, Tasmania*. Econ. Geol., 76-2, pp. 393-438 (1981).
- RICE, J. M.: *Phase equilibria involving humite minerals in impure dolomitic limestones. Calculated stability of clinohumite*. Contr. Miner. Petrol., 71, pp. 219-235 (1980).
- TELL, I.: *Hydrothermal studies on fluorine and boron. Metamorphic relations in dolomite*. Inst. Min. Paleont., Quat. Geol., Sweden, 176, 63 pp. (1972).
- THOMPSON, J. B.: *Local equilibrium in metasomatic processes*. En *Researches in Geochemistry*. P. H. Abelson Ed., Wiley & Sons, 1, pp. 427-455 (1959).
- TORNOS, F.: *Petrología de las rocas metamórficas del Alto Valle del Lozoya (Sistema Central Español)*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid, 151 pp. (1981).
- TORNOS, F., y CASQUET, C.: *Caracterización de gneises glandulares del Alto Valle del Lozoya (Sistema Central Español) en base al quimismo de las biotitas y estado estructural del feldespato potásico*. Bol. Geol. Min., 43-1, pp. 68-78 (1982).
- WIDMARK, E. T.: *The reaction chlorite+dolomite=spinel+forsterite+calcite+CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O*. Contr. Miner. Petrol., 72, pp. 175-179 (1980).
- WYLLIE, P. J.: *Crustal anatexis: an experimental review*. Tectonophysics, 43, pp. 41-71 (1977).
- ZHARIKOV, V. A.: *Skarns*. Partes I, II y III. Int. Geol. Rev., 12, 5 (554-559), 6 (619-674) y 7 (760-775) (1970).

Recibido: Abril 1983.